



Structure et deformation du manteau continental sud americain : apport de la tomographie en ondes de surface et de l'anisotropie sismique

Maggy Heintz

► To cite this version:

Maggy Heintz. Structure et deformation du manteau continental sud americain : apport de la tomographie en ondes de surface et de l'anisotropie sismique. Géologie appliquée. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2003. Français. NNT : . tel-00006948

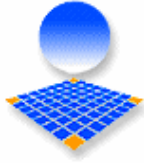
HAL Id: tel-00006948

<https://theses.hal.science/tel-00006948>

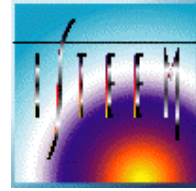
Submitted on 23 Sep 2004

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Académie de Montpellier
Université de Montpellier II
Sciences et Techniques du Languedoc
Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau, et de l'Espace
(ISTEEM)



THESE DE DOCTORAT
(mention sciences)

présentée par

Maggy HEINTZ

en vue de l'obtention du titre de

Docteur de l'Université de Montpellier II
Discipline : Géophysique interne

Formation doctorale : Structure et Déformation de la Lithosphère
Ecole doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

**Structure et déformation du manteau continental sud
américain :**

apport de la tomographie en ondes de surface et de l'anisotropie sismique

Soutenue publiquement le 31 Mars 2003,
devant la Commission d'Examen composée de :

Marc DAIGNIERES
Alain VAUCHEZ
Anne DESCHAMPS
Michel GRANET
Eric DEBAYLE
Andrea TOMMASI

Président du Jury
Directeur de Thèse
Rapporteur Externe
Rapporteur Externe
Examineur
Examineur

Remerciements

A l'heure de boucler définitivement ces trois années de travail, je me trouve déjà loin, au pays des kangourous. Me voici arrivée à la dernière tâche, qui consiste à remercier toutes les personnes qu'il m'a été donné de rencontrer au cours de ces quelques années. Un seul mot d'ordre : n'oublier personne ! Commençons chronologiquement ...

Je tiens donc tout d'abord à exprimer toute ma gratitude à Michel Cara, directeur de l'EOST de Strasbourg, et qui fut également le directeur de mon DEA. Lors de mon arrivée à Strasbourg, et au moment de la prospection pour le stage de DEA, mon étrange cursus, m'ayant amenée des confins de la géologie fondamentale au monde, à cette époque encore obscur, de la sismologie, m'a valu de nombreuses portes closes. Celle de Michel Cara s'est ouverte, et il m'a proposé un sujet de recherche qui m'a d'emblée enthousiasmée, car me permettant de combiner mes acquis en géologie, et la sismologie.

Au terme de ce DEA, j'ai candidaté sur ce sujet de thèse à Montpellier. Là aussi, la mixité géologie/sismologie m'a attirée. Je remercie Alain Vauchez pour la confiance qu'il m'a accordée en me proposant ce sujet, pour ses nombreuses relectures de ma trop littéraire prose, mais également pour toute l'autonomie qu'il m'a laissée, me permettant de faire mes propres choix quant à la conduite de ce projet de recherche ainsi que pour l'opportunité d'avoir pu aller deux fois faire du terrain au Brésil. Je lui en suis très reconnaissante.

Merci à Guilhem Barruol, mon co-directeur, qui m'a initiée à l'univers des mesures de déphasage des ondes de cisaillement. Je le remercie pour tous les conseils qu'il a pu me prodiguer, ce qu'il fait encore volontiers maintenant, malgré la distance qui sépare Papeete de Montpellier.

Merci également à Andrea Tommasi. Merci pour les discussions que nous avons pu avoir et l'initiation à la rhéologie. J'en profite pour remercier Jean Chery pour avoir été, autant qu'Andrea, si patient à l'écoute de mes nombreuses questions concernant la modélisation numérique. Ah, ADELI... Les résultats ne sont pour l'instant que très sommaires, mais dorés et déjà stimulants.

Outre l'anisotropie, une partie de ce travail relève de tomographie sismique. C'est Michel Cara qui m'a un jour conseillé d'aller voir Eric Debayle : il pouvait m'apprendre des choses intéressantes. Et en effet ! Je le remercie d'avoir accepté de m'initier à la tomographie en ondes de surface. Le travail ne fut pas évident pour une néophyte, mais les résultats furent tellement encourageants et sujets à tant de

questionnement ! Je le remercie pour sa patience, ses conseils et pour avoir relu aussi attentivement ma prose. Merci également de m'avoir laissé partager ton bureau pendant un peu plus de 6 mois !

Enfin, merci à mon parrain de thèse, Michel Granet, pour avoir toujours suivi mon travail et s'être toujours "inquiété" quant à mon devenir. J'ai beaucoup apprécié sa présence à ma soutenance ainsi que le regard qu'il a porté sur mon travail. Merci également de m'avoir proposé d'aller à l'AGU en décembre 2000.

Et je n'oublie pas Anne Deschamps, ni Marc Daignières. Je les remercie d'avoir accepté respectivement la lourde tâche de relire ma prose, et d'être président de mon jury.

Outre le côté travail, apprentissage, acquisition de connaissances, une thèse est avant tout une formidable expérience humaine. Les nerfs sont parfois mis à rude épreuve, et que serai-je devenue sans tout ces thésards ou autres qui ont croisé ma route et qui depuis sont devenus de véritables amis ? Commençons par la bande des strasbourgeois... Pour tous les moments inoubliables que nous avons passés ensemble, que ce soit à Strasbourg, dans les Cévennes, aux Buissons, ou plus récemment en Auvergne, et pour tous ceux à venir, merci à Thilde et Thomas, Jeff et Sophie, Jérôme et Séverine, Gélis et Arnaud, Gilles, Gédéon. Et les coincheurs, avec lesquels j'ai passé des heures et des heures au BDE : Alexis, Nico et François. Merci également à Seb, Magali, et cette incroyable Jeanine Fishbach pour sa constante bonne humeur et les nombreux services qu'elle a pu me rendre !

Et les Montpellierains alors ? Ils sont là aussi très nombreux. Commençons par mes collègues de bureau successifs : Elodie, qui m'a tout de suite mise au courant des rouages du labo, Jalal, dont le séjour fut assez bref, et Fabrice, qui a eu la bonne idée de s'absenter 3 mois du bureau au moment où je rédigeais : tu m'aurais entendue bâiller aux corneilles ;-)

Et pour toutes les pauses café-clopes, pour toutes les soirées bières-pizza-coinche, pour tous les repas au RU, pour les restos, les soirées plage, pour les quelques sorties paléonto ou tout simplement rando, merci à Flo, Guillaume, Bertrand, Philippe, Benoit G, Jérôme, Lamia, Ann-Sophie, Marianne, Flo LH, Flo K, Flo D, Julie, Stano, Benoit D, Laure, Cédric, Olivier et Marion, Mathieu.

Et je ne saurais oublier Jean-Jacques, Etienne et Pierre. Merci pour votre bonne humeur !

Une thèse est également l'occasion d'aller voir ailleurs ce qui se passe. Ainsi, suite à mes deux séjours au Brésil, je tiens à remercier Marcelo Assumpção et Marcos Egydio-Silva, mais également Chico et Patricia, qui m'ont si gentiment accueillie dans cette mégapole qui me laissera à jamais un souvenir impérissable tant les inégalités sociales y sont insupportables : São Paulo.

Enfin, merci à la communauté européenne d'organiser des workshops de si grande qualité, tant scientifique que matérielle. Ces 4 jours passés à Espinho (Portugal) m'ont permis de rencontrer une des rares personnes qui a apporté un regard extérieur sur mon travail à mi-parcours : Michael Weber. Merci pour cette invitation à Potsdam et merci de m'avoir donné l'opportunité de rencontrer tant de gens !

Et merci à Brian Kennett, qui lui aussi m'a été d'une aide précieuse dans cette dernière année de dur labeur. Il a représenté en quelques sortes "la lumière au bout du tunnel". Nos échanges de mails, sa préoccupation pour mon avenir, et son invitation à séjourner 4 mois en Australie dès la fin de ma thèse m'ont redonné courage et confiance.

Enfin, quels mots utiliser pour remercier mes parents, mon frère, et Matthieu, qui ont toujours été à mes côtés, dans les moments de doute comme dans les moments de bonheur et d'enthousiasme ? Un énorme merci à mes parents, qui m'ont toujours soutenue et qui ont respecté les choix qui m'ont menée jusqu'à la fin de cette thèse. J'espère que ce travail sera à la hauteur de la confiance que vous m'avez accordée. A vous quatre, je dédie cette thèse.

Résumé

Structure et déformation du manteau continental sud américain : apport de la tomographie en ondes de surface et de l'anisotropie sismique

La formation du continent sud américain résulte d'une histoire complexe étalée sur plus de 3.5 Ga. Les processus qui ont façonné le continent ont impliqué l'intégralité de la lithosphère. La structure du manteau supérieur a été étudiée à l'échelle du continent en réalisant un modèle tomographique en ondes de surface, tandis qu'une étude du déphasage des ondes de cisaillement a permis d'appréhender la structure du manteau supérieur sous le sud-est du Brésil.

La tomographie sismique anisotrope en ondes de surface donne une image de la structure en vitesse du manteau supérieur sous le continent et les océans environnants. Une bonne corrélation existe entre les grandes structures géologiques et les hétérogénéités de vitesse. L'anisotropie des ondes de Rayleigh suggère une absence de déformation à grande échelle au-delà de 200 km de profondeur, ce qui contraint verticalement la source de l'anisotropie mise en évidence au sud-est du Brésil. L'étude du déphasage des ondes de cisaillement y a révélé une orientation dominante du plan de polarisation de l'onde quasi-S rapide, parallèle aux chaînes péricratoniques. Un déphasage entre les ondes S rapide et lente supérieur à 2s a été mesuré à l'aplomb des décrochements majeurs. Une telle amplitude suggère que : 1) les décrochements traversent la lithosphère, 2) la lithosphère est caractérisée par une très forte anisotropie intrinsèque, 3) l'asthénosphère contribue au déphasage, par la présence de deux couches ou d'une fabrique tectonique cohérente entre lithosphère et asthénosphère, impliquant une absence de découplage depuis le Néoprotérozoïque.

Une modélisation numérique tridimensionnelle de la déformation lithosphérique a permis d'étudier le couplage mécanique entre la croûte et le manteau supérieur, ainsi que la localisation de la déformation en termes de développement de zones de cisaillement.

Mots clés :

Amérique du Sud, tomographie, anisotropie sismique, ondes de surface (Rayleigh), ondes de volume (SKS), SE Brésil, modélisation numérique 3D

Abstract

Structure and deformation of the South American upper mantle : new insights from surface waves tomography and shear-wave splitting

The formation of the South American continent involved the entire lithosphere and lasted more than 3.5 Gy. The structure and deformation of the upper continental mantle have been studied in the present thesis at the continental scale, using surface wave tomography, and at the local scale of south-east Brazil, using shear-wave splitting of teleseismic SKS waves.

The Rayleigh waves anisotropic tomography has been used to determine the structure of the upper mantle beneath the continent and the surrounding oceanic basins. A good correlation exists between geological structures and velocity anomalies. The azimuthal anisotropy of Rayleigh waves suggests that there is no evidence for large scale deformation below 200 km depth. This result contributes to constrain the anisotropy highlighted beneath south-east Brazil. In this region, shear-wave splitting revealed a direction of the fast S -polarisation plane parallel to the structural trend of both belts bounding the cratonic root. Delay times greater than 2s have been measured within the Alem Paraiba shear zone, east of the southern tip of the São Francisco craton. Such high delay times suppose : 1) the shear zone cuts through the entire lithosphere, 2) the lithosphere is characterised by an important intrinsic anisotropy, 3) the asthenosphere contributes to the delay time by the existence of two layers of anisotropy or consistent tectonic fabric between the lithosphere and the asthenosphere, suggesting an absence of coupling since neoproterozoic times.

The last part of this study deals with three-dimensional numerical modeling of the lithospheric deformation to study the mechanical coupling between the crust and the upper mantle, and the localisation of the deformation within shear zones.

Keywords :

South America, tomography, seismic anisotropy, surface waves (Rayleigh), body waves (SKS), southeast Brazil, 3D numerical modelling

Table des matières

Remerciements.....	3
Résumé – Abstract.....	5
Table des matières	9

Introduction Générale	15
------------------------------------	-----------

<p style="text-align: center;">CHAPITRE 1 : Contexte géologique du continent sud-américain et principaux résultats sismologiques</p>

1. Histoire géologique du continent sud-américain	21
1.1.Introduction.....	21
1.2. Evolution tectonique de l'Amérique du Sud.....	22
1.2.1. Les domaines cratoniques	23
1.2.1.1. Le craton amazonien	24
1.2.1.2. Le craton du São Francisco	25
1.2.2. La Cordillère des Andes.....	27
1.2.3. Les grands bassins sédimentaires	30
2. Structure profonde du continent : rappel des principaux résultats tomographiques	33
2.1. Introduction.....	33
2.2. Les domaines cratoniques	34
2.3. La Cordillère des Andes	36
2.3.1. Le plongement de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud	36
2.3.2. L'épaississement crustal de l'Altiplano-Puna.....	39
2.3.3. Les bassins sédimentaires.....	39

CHAPITRE 2 : Tomographie en ondes de surface du continent sud-américain

1. Introduction	47
2. Rappels sur les ondes de surface	49
3. Construction du modèle tomographique : méthodologie	52
3.1. Introduction.....	52
3.2. Construction des sismogrammes synthétiques.....	53
3.3. Automatisation de la procédure.....	55
3.3.1. Sélection des observables secondaires.....	55
3.3.2. Inversion automatisée des formes d'ondes.....	56
3.4. Principes de la régionalisation continue.....	58
3.5. Ondes de surface et anisotropie sismique.....	61
4. Application de la méthode aux données du continent sud-américain.....	65
4.1. Mise en œuvre du modèle.....	65
4.1.1. Choix des stations sismologiques.....	65
4.1.2. Requêtes et traitements préliminaires.....	68
4.1.3. Couverture en trajets.....	68
4.1.4. Correction crustale.....	72
4.1.4.1. Le modèle 3SMAC.....	72
4.1.4.2. Le modèle CRUST2.0.....	73
4.1.4.3. Comparaison des deux modèles.....	75
4.1.5. Carte d'erreur.....	78
4.2. Modèle isotrope : résultats et discussion.....	79
4.2.1. Les domaines océaniques : Pacifique Est et Atlantique Sud.....	82
4.2.2. La marge active Pacifique.....	84
4.2.2.1. Le panneau plongeant.....	85
4.2.2.2. Les anomalies de vitesse lente observées aux extrémités du continent.....	86
4.2.2.2.1. Test de résolution : philosophie et application.....	86
4.2.2.2.2. Interprétation.....	88
4.2.2.3. L'anomalie de vitesse lente imagée à l'ouest de la Bolivie et au sud du Pérou.....	93
4.2.2.3.1. Test de résolution.....	93
4.2.2.3.2. Interprétation.....	95
4.2.3. Le domaine continental : imagerie de la plate-forme sud-américaine.....	95
4.2.3.1. Les cratons.....	96
4.2.3.1.1. Tests de résolution.....	96
4.2.3.2. Le bassin du Paraná.....	98
4.2.3.2.1. Test de résolution.....	99
4.2.3.2.2. Interprétation.....	101
4.3. Modèle anisotrope : résultats et discussion.....	102
4.3.1. Introduction.....	102
4.3.2. Résultats.....	102
4.3.3. Fiabilité des résultats.....	104
4.3.3.1. Trade-off entre anisotropie azimutale et hétérogénéités latérales de vitesse.....	104
4.3.3.2. Influence de la longueur de corrélation.....	105
4.3.3.3. Tests de résolution.....	106
4.3.3.3.1. Cas A : distribution uniforme d'orientation 315°E.....	106
4.3.3.3.2. Cas B : changements d'orientation à 290°E et 310°E.....	109
4.3.4. Résultats et discussion.....	109
4.3.4.1. Domaine océanique.....	109
4.3.4.2. Domaine continental.....	110
5. Conclusion.....	114

CHAPITRE 3 :

Contexte géologique de la partie sud-est du Brésil et principaux résultats sismologiques

1. Le sud-est du Brésil	119
1.1. La chaîne Brasília	121
1.2. Les chaînes ouest Congo-Araçuaí-Ribeira	122
1.3. La Cunha de Guaxupe	125
2. Principaux résultats sismologiques	126

CHAPITRE 4 :

Structure et déformation du manteau continental en domaine orogénique : apport de l'anisotropie sismique à partir du déphasage des ondes de cisaillement téléseismiques

1. Théorie et méthodologie	133
1.1. Bref historique	134
1.2. Théorie de l'élasticité	137
1.3. Propagation des ondes de volume dans les milieux anisotropes	138
1.4. La biréfringence des ondes téléseismiques S	139
1.5. Les causes de l'anisotropie	142
1.5.1. Développement d'OPR à l'échelle de l'agrégat	145
1.5.2. Les minéraux anisotropes	147
1.6. Exemple de détermination de l'anisotropie sismique à l'échelle d'une roche	148
1.6.1. Détermination des orientations cristallographiques	148
1.6.2. Détermination des propriétés sismiques	149
1.6.3. Propriétés sismiques moyennes et environnements géodynamiques	152
1.7. Relation anisotropie-sismique - déformation	153
1.7.1. Failles décrochantes et transpressionnelles	154
1.7.2. Chaînes en transpression	155
1.7.3. Chaînes en chevauchement	155
1.7.4. Régime extensif	156
1.8. Localisation en profondeur des couches anisotropes	158
1.8.1. Arguments pétrophysiques	158
1.8.2. Arguments sismologiques	160
1.9. Mécanismes à l'origine de l'anisotropie dans le manteau supérieur	163
1.9.1. Origine asthénosphérique	163
1.9.2. Origine lithosphérique	165
1.10. Les mesures de la biréfringence des ondes téléseismiques S	167
1.10.1. Les différentes méthodes d'étude	167
1.10.2. La méthode de Silver et Chan	167
1.10.3. La classification des résultats	172
1.10.4. Paramètres anisotropes moyennés	174
1.10.4.1. Moyenne arithmétique	174
1.10.4.2. Méthode multi-événement	174

2. Du terrain au laboratoire : de l'acquisition au traitement des données.....	175
2.1. L'expérimentation de terrain	175
2.1.1. Déploiement temporaire de stations	175
2.1.1.1. Le système d'acquisition des données.....	176
2.1.1.2. Les différents types de sismomètres.....	176
2.1.1.3. Le récepteur de marque horaire et le problème de la dérive temporelle	177
2.1.2. Le traitement des données	178
2.1.2.1. Couverture backazimutale	178
2.1.2.2. Le traitement.....	179
2.2. Résultats	180
Shear wave splitting in SE Brazil : an effect of active or fossil upper mantle flow, or both ? article publié dans la revue Earth and Planetary Science Letters	181
2.3. Commentaires	202
3. Modélisation numérique 3D de la déformation de la lithosphère	203
3.1. Objectifs	203
3.2. ADELI	204
3.2.1. Principes	204
3.2.2. Lois de comportement	205
3.2.2.1. Le comportement élastique.....	205
3.2.2.2. Le comportement viscoélastique.....	206
3.2.2.3. Le comportement élastoplastique	206
3.3. Modèle de référence	207
3.3.1. Paramètres rhéologiques.....	207
3.3.2. Géométrie et conditions aux limites	209
3.3.3. Résultats.....	209
3.4. Modèle 2.....	211
3.5. Discussion	214
Conclusion générale et perspectives	219
Bibliographie	225
Annexes	235

Introduction générale

Introduction générale

La formation d'un continent implique des processus complexes d'accrétion et de remaniement de matériel lithosphérique sur des périodes de temps relativement longues. Ainsi, la structuration du continent sud américain a duré plus de 3.5 Ga, et les événements géodynamiques qui ont affecté la plate-forme sud américaine supposent une participation de la lithosphère dans son intégralité. Les structures de grandes dimensions sont nombreuses sur la plate-forme sud américaine : la subduction de la plaque Nazca sous de la plaque sud américaine a eu pour conséquence la formation de l'exemple le plus significatif d'une chaîne de subduction, longeant sur près de 8000 km la côte pacifique du continent : la Cordillère des Andes. Le continent sud américain s'est progressivement formé autour de blocs cratoniques anciens, dont les plus importants sont le craton amazonien et celui du São Francisco. En liaison avec l'amalgamation de ces blocs, des chaînes orogéniques longues de plusieurs milliers de kilomètres se sont formées. Les bassins sédimentaires sont également de très grandes dimensions et la région des trapps basaltiques du Paraná figure parmi les provinces volcaniques les plus étendues et les plus volumineuses au monde. Le continent sud américain est par conséquent caractérisé par nombre de structures de grande échelle ayant eu une évolution géologique complexe. C'est pourquoi le continent représente l'objet d'étude de ce travail, dont le fil conducteur est **l'analyse de la structure et de la déformation du manteau continental, par une approche sismologique et de modélisation numérique**. Les principaux éléments de la structure et de l'histoire du continent sud américain permettant de donner les clés de la compréhension de ce travail sont exposés dans la première partie de cette thèse. Les principaux résultats d'imagerie sismologique connus de l'échelle globale à l'échelle locale d'une région particulière de la Cordillère des Andes ou d'un bassin sédimentaire, font l'objet de la deuxième partie du chapitre 1.

L'étude de la structure et de la déformation du manteau continental a été réalisée à l'échelle régionale de la plaque sud américaine et à l'échelle locale du sud-est du Brésil. Le choix du sud-est du Brésil a été motivé par la richesse structurale de cette région, incluant la terminaison sud du craton du São Francisco, entourée de chaînes néoprotérozoïques diachrones : la chaîne Brasília à l'ouest et la chaîne Ribeira à l'est, toutes deux s'enfouissant à l'ouest sous les formations volcaniques et sédimentaires constituant le bassin du Paraná. Il est apparu intéressant **d'étudier la structure du manteau continental à l'aplomb de cette région complexe, pour tenter de caractériser la déformation responsable de cette structure. Il devient alors possible de comparer la déformation de la croûte et la déformation du manteau, et de discuter des aspects importants tels que le couplage mécanique entre le manteau supérieur et la croûte.**

Afin de situer la région sud est du Brésil dans un **contexte géodynamique connu et de déterminer la structure en vitesse du manteau supérieur à l'aplomb du continent sud américain**, nous avons réalisé un modèle tomographique en ondes de surface à l'échelle de la plaque sud américaine. La mise en œuvre et les résultats font l'objet du chapitre 2. Par manque d'instrumentation sismologique et à cause du caractère quasi asismique du continent sud américain, hormis les Andes, peu d'études régionales de la structure du manteau continental à l'échelle de la plaque ont été réalisées. Les ondes de surface étant guidées par la surface terrestre, cet outil est particulièrement adapté à l'imagerie des régions du globe dépourvues d'instrumentation géophysique. Après un descriptif de la méthode utilisée, les résultats de l'inversion isotrope sont présentés et interprétés. En réalisant ce modèle, de résolution intermédiaire entre les modèles globaux et les modèles locaux, un certain nombre de questions étaient posées : **dans quelle mesure la structure en vitesse du manteau supérieur est-elle corrélée aux grandes structures de surface ? Quelle est la profondeur d'enracinement des cratons ? Le panneau plongeant associé à la subduction de la plaque Nazca est-il continu au travers de la lacune sismique qui le caractérise ?**

L'anisotropie sismique est apparue ces dernières années comme un outil unique d'étude de la déformation mantellique. Il existe en effet des relations entre la direction de propagation rapide des ondes de Rayleigh ou du plan de polarisation des ondes S rapides et le développement des orientations préférentielles de réseau de l'olivine, qui est le minéral anisotrope le plus abondant dans le manteau supérieur. La prise en compte de l'anisotropie azimutale des ondes de Rayleigh dans l'algorithme de régionalisation a ainsi permis de rendre compte de la déformation du manteau supérieur sous le continent sud américain et des bassins océaniques environnants. Elle fait l'objet de la troisième partie du chapitre 2. La résolution latérale de ce type d'analyse est de l'ordre de quelques centaines de kilomètres, mais l'avantage considérable est la résolution verticale de l'ordre de 50 km. Cette résolution permet de contraindre la profondeur du milieu anisotrope responsable de la biréfringence des ondes de cisaillement téléseismiques mesurée aux diverses stations sismologiques localisées à la surface du continent. La biréfringence des ondes de cisaillement offre en effet une

résolution latérale de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres, mais aucune contrainte directe quant à la localisation en profondeur de la (ou des) couche(s) anisotrope(s). Cet outil a cependant été appliqué à l'étude de la déformation mantellique au sud est du Brésil, et du couplage existant entre la déformation de la croûte et celle du manteau à l'aplomb de cette région structurellement complexe. Le chapitre 3 est consacré à la description du contexte géologique de la région d'étude ainsi qu'aux résultats des principales études géophysiques menées dans cette région. L'analyse de la biréfringence des ondes téléseismiques SK(K)S fait quant à elle l'objet du chapitre 4 de ce travail, dans lequel les bases de l'anisotropie sont rappelées. La discussion des résultats est présentée sous la forme d'un article soumis à *Earth and Planetary Science Letters*. L'utilisation conjointe de ces deux méthodes d'analyse de la déformation mantellique permet d'aborder plus complètement la problématique de notre étude.

La dernière partie de ce travail consiste en une approche par modélisation numérique 3D de la déformation lithosphérique. Cette étude a pour but de **tester des modèles tectoniques conceptuels afin de voir dans quelle mesure ceux-ci sont susceptibles de rendre compte du couplage mécanique entre la croûte et le manteau supérieur, et de la localisation de la déformation en terme de développement de zone de cisaillement**. Nous allons ainsi tenter de retrouver les conditions en contrainte et déformation nécessaires à la genèse des grandes zones de cisaillement lithosphérique orientées N60°, qui se sont développées le long de la bordure sud-est du craton du São Francisco. Cette approche originale, couplée aux résultats des études sismologiques, nous permet d'étayer notre discussion sur la géodynamique de cette région particulière que constitue le sud-est du Brésil.

Chapitre 1

Contexte géologique du continent sud américain et principaux résultats sismologiques

Chapitre 1

Le continent sud américain : grands traits géologiques et principaux résultats sismologiques

1. Histoire géologique du continent sud américain

1.1. Introduction

L'histoire géologique du continent sud américain est connue de façon assez hétérogène. Les régions pour lesquelles la géologie est bien connue et la cartographie réalisée avec précision sont éparées et localisées principalement dans la partie est du Brésil et dans les Andes. Depuis la synthèse sur la géologie de la "plate-forme brésilienne" réalisée par Almeida (1966, 1967), beaucoup d'informations nouvelles ont été acquises, et la majeure partie du continent a été étudiée à différentes échelles.

La formation du continent sud américain s'est étendue sur plus de 3,5 Ga. L'objectif de cette présentation est de décrire succinctement les éléments géologiques permettant une meilleure compréhension des résultats de l'étude tomographique menée à l'échelle continentale (voir chapitre 2). Seules les structures de grande échelle (cratons, Cordillère des Andes, bassins sédimentaires et province basaltique) seront présentées, ainsi que les principaux résultats en terme d'imagerie tomographique de ces structures.

1.2. Evolution tectonique de l'Amérique du Sud

Les liens géologiques entre l'Amérique du Sud et l'Afrique sont établis depuis la théorie de la dérive des continents énoncée par Wegener (1912), aussi bien que par les corrélations géochronologiques entre les diverses provinces des deux continents. La configuration actuelle des continents résulte de la dislocation de la Pangée au Jurassique inférieur¹ (180 Ma), lorsque les océans Atlantique, Indien et Antarctique se sont formés. La Pangée constitue le supercontinent formé durant le cycle orogénique hercynien, il y a 360 à 270 Ma, par l'amalgamation du Gondwana, de la Laurasie, et de la Sibérie. Concernant l'Amérique du Sud, partie ouest du Gondwana, le cycle hercynien a contribué à la production de petites quantités de matériel crustal accréte dans les Andes périphériques, ainsi qu'à l'amalgamation de la Patagonie avec la partie principale de la plate-forme sud américaine.

La formation du Gondwana a résulté de l'agglutination de masses continentales, impliquées dans des phases de collisions multiples et successives, commençant il y a 750 Ma, mais se développant principalement entre 650 et 530 Ma. Cette période coïncide avec le cycle Brasiliano-Pan Africain. Plusieurs noyaux cratoniques se sont amalgamés pour aboutir à la formation de ce supercontinent (les cratons Amazonien, du São Francisco, São Luis et Rio de la Plata, pour l'Amérique du Sud, et les cratons ouest africain, du Congo et du Kalahari pour l'Afrique). Les collisions successives de ces noyaux cratoniques ont résulté en la formation de chaînes de montagnes et plusieurs épisodes orogéniques intracontinentaux en Amérique du Sud, ainsi qu'en Afrique. Durant le cycle Brasiliano-Pan Africain, de grands réseaux de failles décrochantes se sont développés. Notamment, le linéament "Transbrasiliano", qui traverse entièrement la plate-forme sud américaine selon une direction NNE-SSW. Cette structure de plus de 3000 km de long traverse le Brésil depuis la marge continentale atlantique à hauteur de l'équateur, jusqu'au Paraguay.

A l'époque du Gondwana (du Carbonifère au Trias), la partie ouest du continent sud américain consistait en une limite abrupte, due à la dislocation du précédent supercontinent, probablement Rodinia, formé au cours du cycle orogénique Grenvillien (1.1-1 Ga). Il s'agissait alors d'une marge passive.

Pour les temps géologiques plus anciens que 1 Ga, les théories sont incertaines. En Amérique du Sud, le Paléoprotérozoïque correspond au cycle orogénique Transamazonien. Les ceintures collisionnelles transamazoniennes (2.1-1.9 Ga) sembleraient indiquer l'existence d'un précédent supercontinent (Atlantica ?) dont la dislocation aurait produit les fragments cratoniques impliqués plus tardivement dans la formation de Rodinia.

¹ voir échelle stratigraphique en annexe 1

1.2.1. Les domaines cratoniques

Tous les noyaux cratoniques connus sur le continent sud américain ont été impliqués dans l'agencement structural de chaînes mobiles résultant de trois épisodes orogéniques post-archéens majeurs :

- l'épisode Transamazonien au paléoprotérozoïque (2.2-1.8 Ga)
- l'épisode du mésoprotérozoïque supérieur (1.3-0.95 Ga)
- l'épisode Brasiliano-Pan Africain (0.9-0.5 Ga)

Au cours de tels épisodes, les interactions entre plaques mènent à la formation et au remaniement de chaînes mobiles collisionnelles ou transpressionnelles, aboutissant à la formation de masses supercontinentales accrétées, dont la plate-forme sud américaine fait partie. Les blocs archéens présents sur le continent sud américain sont relativement modestes en taille. Il existe toutefois des indices suggérant qu'ils étaient bien plus importants : les chaînes plus récentes contiennent parfois des roches dont le protolithe est d'âge archéen (Cordani et Brito Neves, 1982). Les blocs archéens sont principalement préservés et bien représentés, par ordre d'importance, dans les cratons d'Amazonie, du São Francisco, Goiás-Tocantins et Luís Alves-Rio de la Plata (Fig. 1).

Les cratons Amazonien et du São Francisco, vont jouer des rôles clés dans l'étude tomographique en ondes de surface du continent sud américain (voir Chapitre 2), ainsi que dans l'étude du déphasage des ondes de cisaillement téléseismiques menée au SE du Brésil (voir Chapitre 4). Les racines cratoniques sont globalement bien imagées en tomographie. Les cratons Amazonien et du São Francisco étant de taille importante, on s'attend à pouvoir les imager dans le modèle tomographique réalisé à l'échelle du continent (voir Chapitre 2). Le craton du São Francisco va quant à lui jouer un rôle important dans l'étude du déphasage des ondes de cisaillement au SE du Brésil, car l'objectif de l'étude est de déterminer la déformation du manteau supérieur ainsi que le couplage croûte-manteau existant à l'aplomb des chaînes Ribeira et Brasília, toutes deux entourant la terminaison sud du craton du São Francisco.

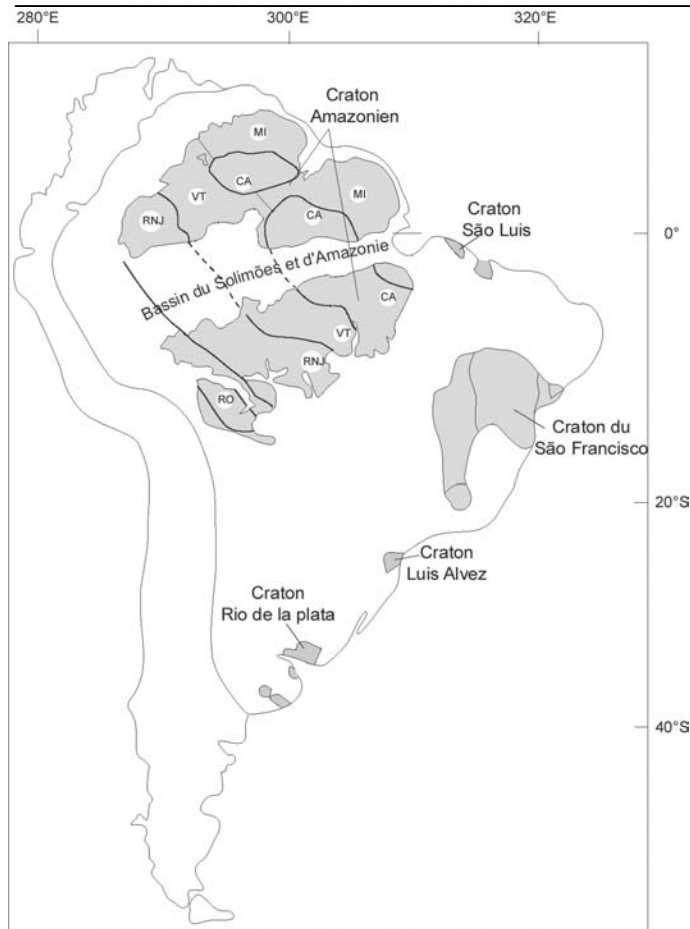


Figure 1 : Localisation des principales racines cratoniques de la plate-forme Sud américaine (d'après Cordani et al., 2000).

1.2.1.1. Le craton Amazonien

Le craton Amazonien se situe au nord du continent sud américain, et s'étend sur 5 territoires : le Venezuela, le Guyana, le Surinam, la Guyane Française, et le Brésil. Il s'agit de l'une des plus vastes régions cratoniques au monde, couvrant 430.000 km². Le craton Amazonien est composé de deux domaines précambriens : Guyana, au nord, et Guapore, au sud, (Fig. 2), dont les blocs Pakaraima au nord, et Xingu au sud, constituent les noyaux centraux pour lesquels des âges archéens ont été datés (Cordani et Brito Neves, 1982; Tassinari et al., 2000). Ces deux domaines sont séparés par le bassin sédimentaire de l'Amazonie et sont entourés de chaînes mobiles néoproterozoïques. Le craton Amazonien dans son ensemble est subdivisé en 6 unités géochronologiques majeures (Tassinari et al., 2000; Tassinari et Macambira, 1999), et plusieurs d'entre elles se retrouvent de part et d'autre du bassin Amazonien. Ceci suggère que le domaine cratonique initial a été scindé en deux parties pendant l'épisode de rifting qui a conduit à la formation du bassin de l'Amazonie.

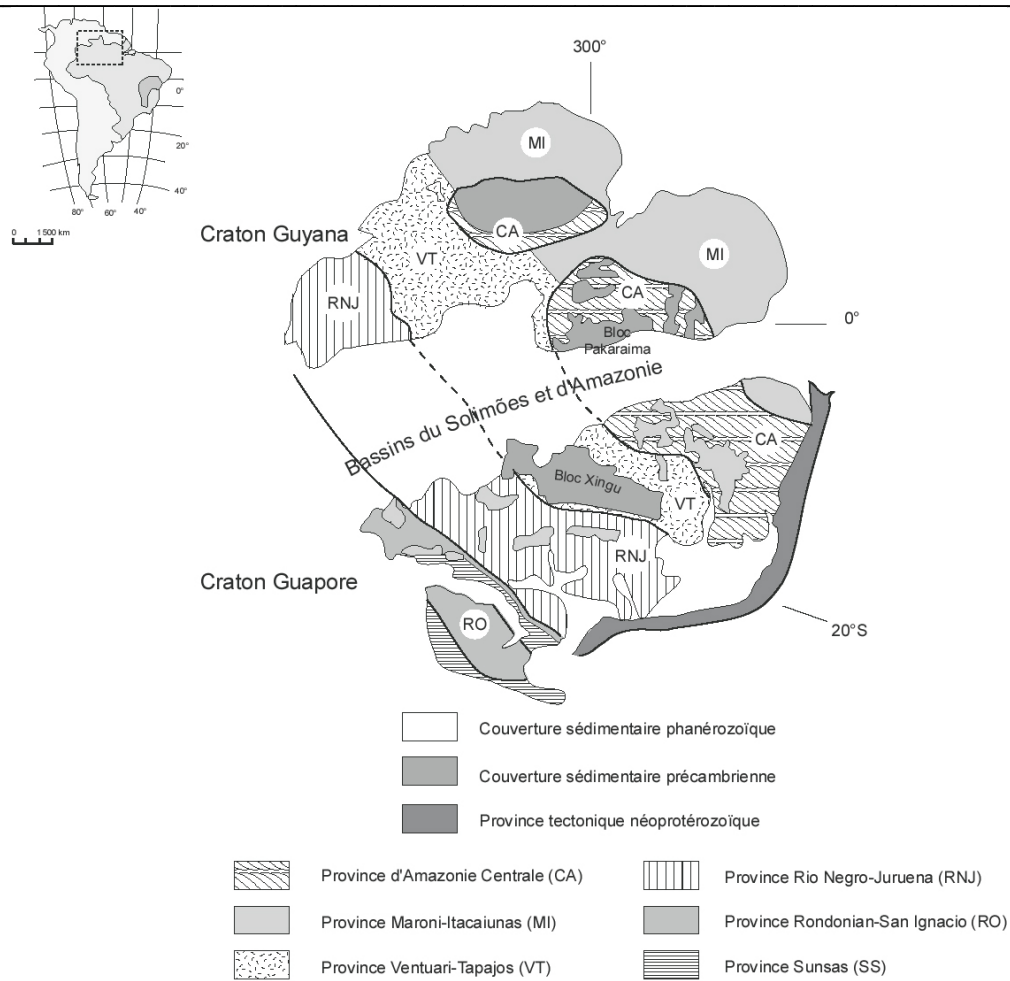


Figure 2 : Schéma structural du craton Amazonien (d'après Cordani et al., 2000) avec dénomination et localisation des 6 unités géochronologiques majeures.

1.2.1.2. Le craton du São Francisco

Le craton du São Francisco est localisé dans la région centre-est du Brésil, et constitue le craton le plus exposé et le plus facilement accessible du continent (Teixeira et al., 2000). En considérant les limites mises en évidence par la géophysique et les chaînes plissées résultant de l'orogène Brasiliano-Pan Africain (680-520 Ma) l'entourant, le craton du São Francisco recouvre pratiquement entièrement l'état de Bahia, et partiellement celui de Minas Gerais.

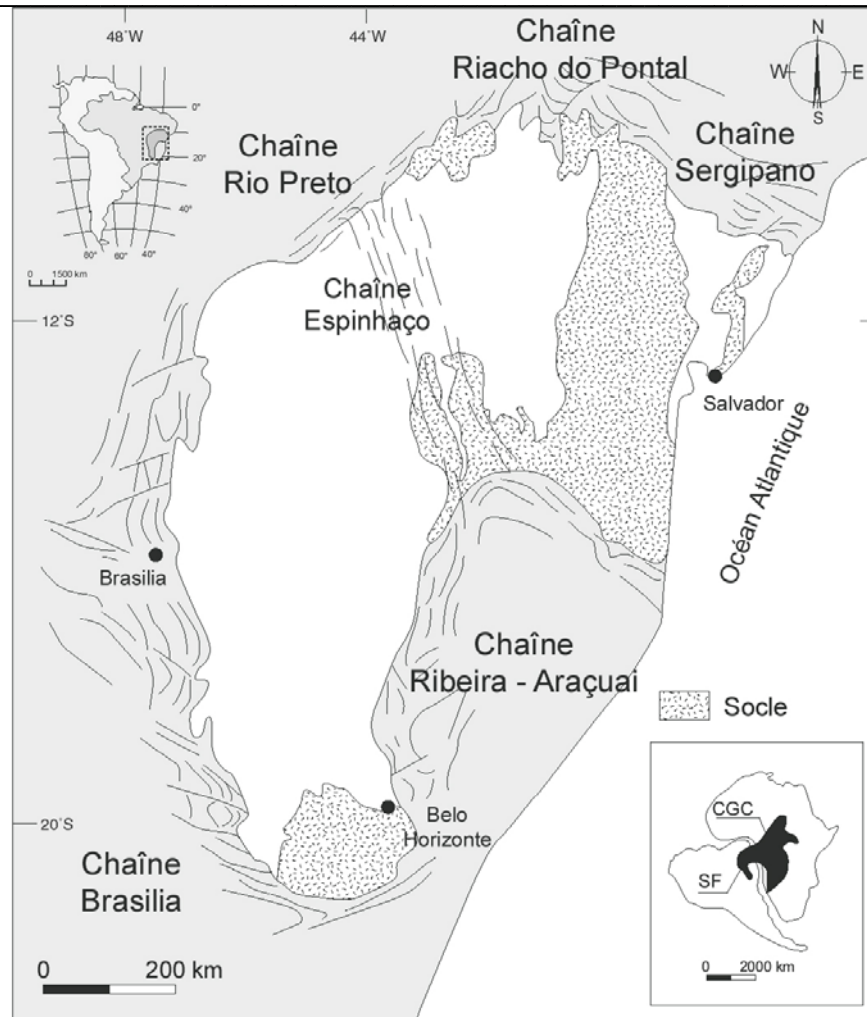


Figure 3 : Schéma structural du craton du São Francisco (Teixeira et al., 2000), montrant ses limites et ses principales unités structurales. Les parties blanches correspondent aux couvertures néoprotérozoïques et phanérozoïques.

Le craton est limité au nord-est par la chaîne Sergipano, au nord, par la chaîne Riacho do Pontal, au nord-ouest, par la chaîne Rio Preto. Sa terminaison sud est encadrée à l'ouest par la chaîne Brasília, et à l'est par la chaîne Ribeira-Araçuaí (voir Chapitre 3 pour de plus amples détails). Des études (Cordani et Brito Neves, 1982; Teixeira et al., 2000) ont permis de proposer une évolution géologique du craton : à la fin de l'Archéen, une importante masse crustale existait suite à l'agglutination de fragments lithosphériques d'âges divers. Durant le Protérozoïque inférieur, des chaînes mobiles intracontinentales se sont développées autour des noyaux archéens, et elles ont évolué au cours des cycles orogéniques ultérieurs, dont le plus important fut le cycle Transamazonien. D'importantes phases d'accrétion et de remaniement de matériel continental ont eu lieu. Après le Protérozoïque inférieur, le taux d'érosion devint très bas pour l'ensemble du craton du São Francisco, et le niveau crustal exposé à la surface demeura plus ou moins inchangé.

La chaîne Espinhaço (Fig. 3) fait l'objet d'une controverse, deux hypothèses étant émises quant à sa formation :

- classiquement, il s'agit d'une chaîne intracratonique générée par une fragmentation du craton du São Francisco vers 1.8 Ga,
- plus récemment, des travaux ont montré que la chaîne Espinhaço pouvait résulter de la formation d'un rift à la fin du Protérozoïque, structure réactivée et plissée lors de l'orogénèse Brasiliano (Caby et Arthaud, 1987).

1.2.2. La Cordillère des Andes

Les Andes constituent l'exemple type d'une orogénèse non collisionnelle, qui a formé une chaîne de montagnes par subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale. Les Andes ne constituent pas une unité tectonique homogène, mais présentent sur toute leur longueur des variations significatives de style tectonique, de magmatisme et de processus d'élévation. La principale segmentation de la Cordillère reflète la géométrie de la plaque Nazca subductant. Entre les latitudes 2°S et 15°S, ainsi qu'entre les latitudes 28°S et 33°S, la subduction de la plaque Nazca est subhorizontale, alors qu'ailleurs, elle présente un angle de plongement "normal", de l'ordre de 30°. La distribution en profondeur des épicentres le long de la subduction andine montre en effet un angle de plongement de la plaque variant le long de la côte, la subduction étant alternativement sub-horizontale et inclinée de 30°, et une zone asismique caractérise le panneau plongeant entre 300 et 500 km de profondeur (Fig. 4).

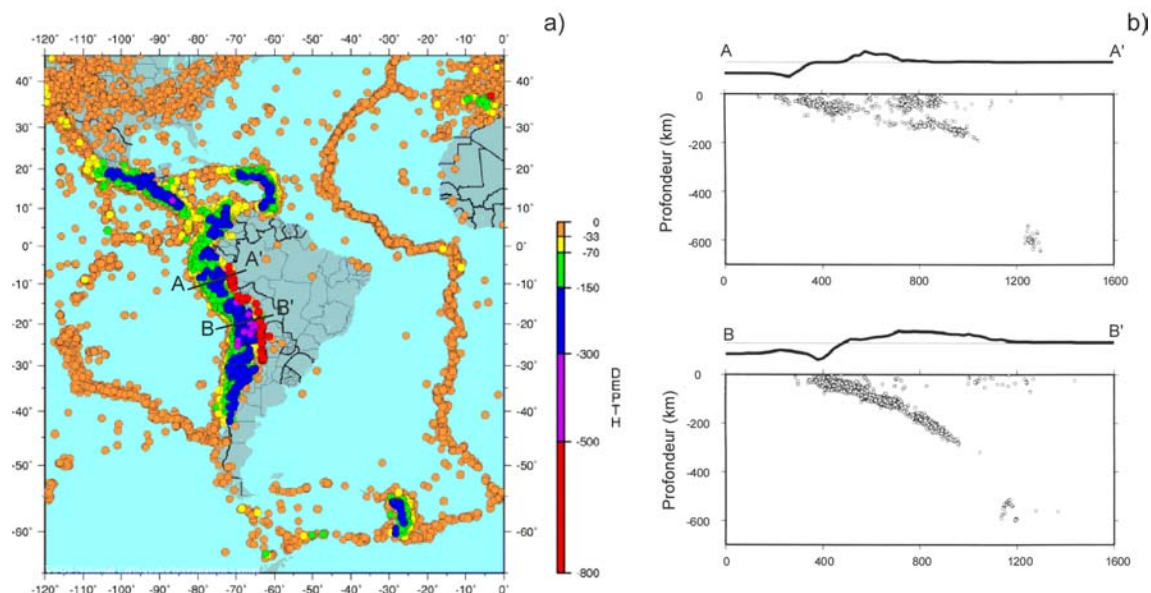


Figure 4 : Sismicité historique (a), de 1975 à 2002, de l'Amérique du Sud et des océans Atlantique et Pacifique. Le code de couleur correspond à la profondeur d'occurrence des séismes. Noter l'absence de sismicité entre 300 et 500 km de profondeur (cercles mauves). Cette carte a été réalisée à partir du site du NEIC (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html). Coupes illustrant la lacune sismique (b) entre 300 et 500 km de profondeur.

Les régions caractérisées par une subduction subhorizontale ne présentent pas d'activité volcanique depuis le Miocène supérieur, tandis que les régions localisées au-dessus des zones de subduction "normale" sont volcaniquement actives, et respectivement dénommées zone volcanique nord, centrale et sud (NVZ, CVZ, SVZ sur la fig. 5). L'évolution tectonique des Andes est, selon Ramos et Aleman (2000), subdivisée en quatre étapes principales :

- reconstruction au protérozoïque inférieur de la proto-marge du Gondwana consistant en une amalgamation et une collision de différents terrains contre la marge du Gondwana,
- au Paléozoïque supérieur (Carbonifère à Permien), développement de la première chaîne de montagnes le long de la partie sud de la côte de l'Amérique du Sud, par une subduction de type andin. Une deuxième chaîne de montagnes, localisée dans la partie nord des Andes actuelles (Venezuela, Colombie) est à relier à la fermeture de l'océan lapetus et à la formation de la Pangée. Cette chaîne résulte de la convergence entre la partie ouest du Gondwana et la Laurentia, au niveau du Yucatan, entre le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur.
- phénomène extensif dominant dans les Andes depuis la limite Permien-Trias. Cette extension s'est généralisé lors de la dislocation de la Pangée, il y a 130 à 100 Ma, soit avant l'ouverture de l'Atlantique sud, et elle est ponctuée de collisions d'arcs insulaires dans le nord des Andes,
- formation de l'orogène actuel, depuis environ 80 Ma. Le changement de régime est dû au couplage des plaques Amérique du Sud et Afrique avec la circulation mantellique (Silver et al., 1998). Ainsi, la collision de l'Afrique avec l'Eurasie il y a 80 Ma (Crétacé supérieur), entraîne une décélération de la plaque Afrique et donc un transfert de flux mantellique vers l'ouest. L'augmentation subséquente de la vitesse de déplacement de la plaque Amérique du Sud implique une augmentation de l'activité tectonique le long de la Cordillère des Andes depuis 30 Ma (Oligocène), avec une grande diversité de processus tectoniques, de la collision d'arcs insulaires, subduction de dorsales, à la subduction normale de la plaque océanique sous la plaque sud américaine.

La figure 5 présente les principaux segments des Andes et leurs principales caractéristiques géodynamiques. Les régions volcaniques sont également précisées, ainsi que les régions d'intersection entre la côte ouest de l'Amérique du Sud et les rides Nazca, Juan Fernandez et du Chili. Une région d'intérêt particulier est la zone volcanique centrale, qui correspond au plateau Altiplano-Puna (Allmendinger et al., 1997). Cette région montre l'épaississement crustal le plus important au monde, après le Tibet (Fig. 6), associé à un magmatisme d'arc très important.

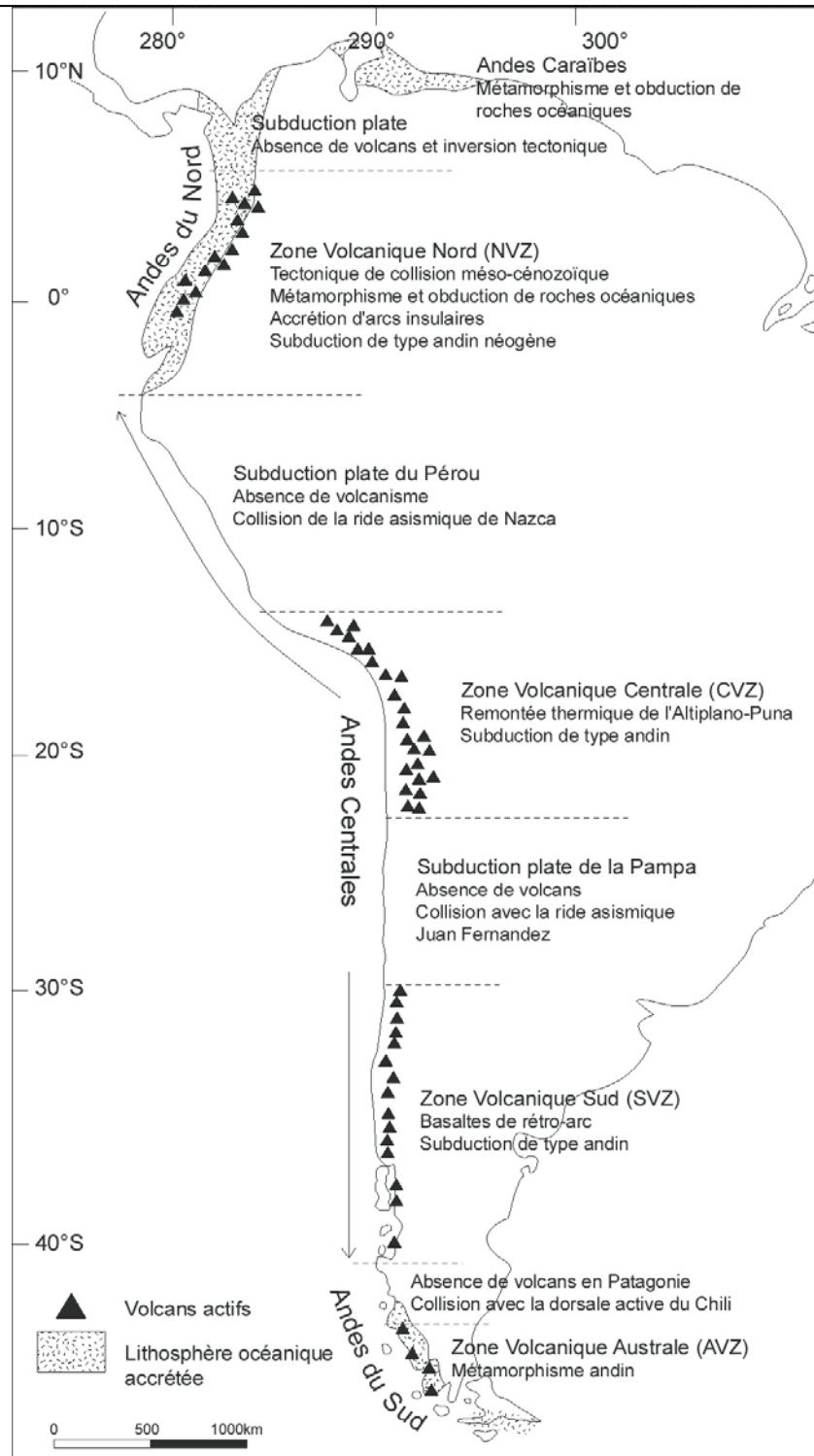


Figure 5 : Principaux segments des Andes, avec indications des processus tectoniques majeurs impliqués dans leur formation (figure modifiée d'après Gansser, 1973).

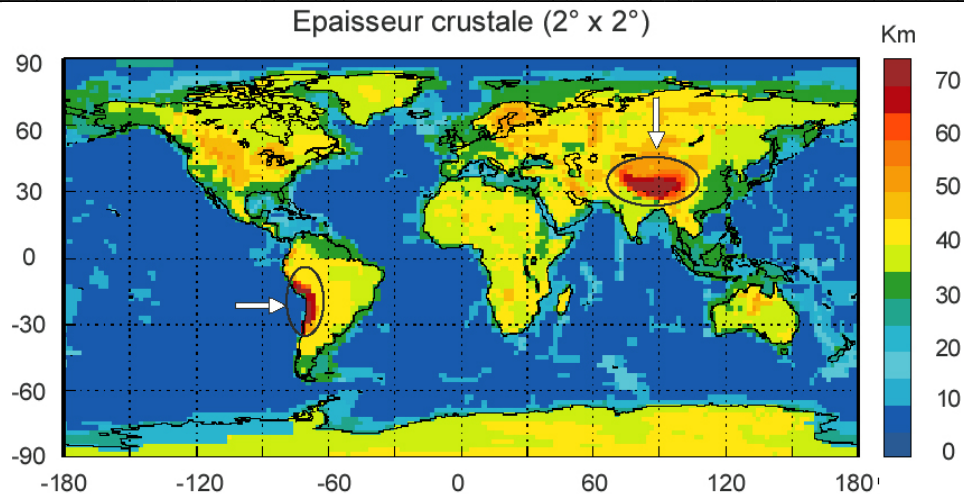


Figure 6 : Cartographie de l'épaisseur crustale à l'échelle du globe (2°x2°). Noter l'épaississement crustal considérable au niveau de l'Altiplano, dans les Andes, ainsi qu'au niveau de la chaîne Himalayenne (d'après le modèle CRUST2.0 de Laske et al., <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html>).

Le plateau andin a été élevé en absence de collision continentale et est séparé en deux unités distinctes ayant eu des évolutions tectoniques différentes : l'Altiplano au nord, et la Puna au sud. L'ensemble du plateau est corrélé à un plongement de 30° de la plaque Nazca sous la plaque sud américaine. Au nord et au sud du plateau, la chaîne devient plus étroite, et la plaque subductée est pratiquement horizontale. Le volcanisme est corrélé au plongement de la plaque : il est absent aux endroits où le panneau plongeant s'horizontalise, et présent aux endroits où la subduction est "normale".

L'épaisseur crustale dans cette région a été estimée par diverses méthodes et toutes s'accordent pour conclure à une épaisseur moyenne de l'ordre de 70-80 km. Le phénomène de raccourcissement peut être responsable de l'épaississement crustal. Cependant, il semble que 10% à 30% de cet épaississement aient pour origine une addition de magma, un sous-placage magmatique local ou encore une hydratation des roches du manteau supérieur dont les propriétés sismiques seraient modifiées, pour refléter des propriétés de roches de la croûte inférieure. Dans ce cas, les études géophysiques pourraient être biaisées et pourraient surestimer l'épaisseur crustale.

1.2.3. Les grands bassins sédimentaires

A partir du Cambrien, la plate-forme sud américaine est recouverte par des formations volcano-sédimentaires et sédimentaires. De la fin du Néoprotérozoïque à la fin du Cambrien a eu lieu une phase de transition, au cours de laquelle se sont produits des remplissages diachrones

complexes et diversifiés, notamment de rifts et de bassins en “pull-apart”² de petite taille, par des roches sédimentaires et volcano-sédimentaires. Des dépôts de sédiments marins et continentaux sont particulièrement bien représentés dans cinq grands bassins, dont quatre se situent au Brésil, et un en Argentine (Fig. 5). Ces bassins montrent des géométries elliptiques à semi-circulaires et présentent des superficies allant de 500.000 à 1.000.000 km². On peut ainsi citer (Milani et Thomaz Filho, 2000) :

- le bassin du Solimões (Fig. 7), localisé au nord-ouest du Brésil (600.000 km²). Les deux tiers de cette superficie correspondent à des terrains paléozoïques, tandis que le tiers restant est dominé par une couverture continentale d'âge Crétacé à Quaternaire.
- le bassin Amazonien (500.000 km²) (Fig. 7), au nord-est du Brésil. D'extension EW, ce bassin est la prolongation vers l'est du bassin du Solimões et son remplissage sédimentaire atteint 5000 mètres d'épaisseur en son centre. La stratigraphie du bassin Amazonien inclut trois séquences de remplissage paléozoïques, recouvertes par une couverture sédimentaire d'âge Crétacé à Quaternaire. Une anomalie de gravité positive coïncide avec l'axe du bassin. Il semblerait ainsi que le rifting constitue le mécanisme initial pouvant expliquer la subsidence du bassin Amazonien.
- le bassin du Parnaíba (Fig. 7), localisé au nord-est du Brésil (600.000 km²). Le dépôt sédimentaire en son centre atteint 3500 mètres.
- le bassin du Paraná (Fig. 7), localisé au sud du Brésil (1.000.000 km²). Il s'étend jusqu'aux territoires voisins du Paraguay, de l'Argentine et de l'Uruguay. D'extension NNE-SSW, ce bassin est recouvert aux deux tiers par des laves basaltiques mésozoïques. L'enregistrement stratigraphique de cet immense bassin met en évidence un remplissage de lave et de sédiments de l'ordre de 7000 mètres d'épaisseur en son centre. Le flanc est du bassin correspond à une région crustale profondément affectée par l'ouverture de l'Atlantique Sud, tandis que sa bordure ouest est définie par un renflement flexural relié aux chevauchements des Andes cénozoïques à proximité de l'Argentine et de la Bolivie.

Le Paraná constitue une large province d'épanchements basaltiques dont l'activité s'est étalée entre 137 et 127 Ma, juste avant la séparation de l'Amérique du Sud et de l'Afrique. Les trapps du Paraná se situent dans le prolongement de la ride océanique reliant le point chaud Tristan da Cunha aux côtes brésiliennes (ride Rio Grande), tandis que de l'autre côté de la ride médio-atlantique, la ride Walvis relie le point chaud aux côtes africaines, où l'expression de surface du panache constitue les trapps de l'Etendeka (Fig. 8).

² bassin en “pull-apart” : bassin de sédimentation allongé qui s'est constitué sur une zone de décrochement du fait du mouvement de celle-ci.

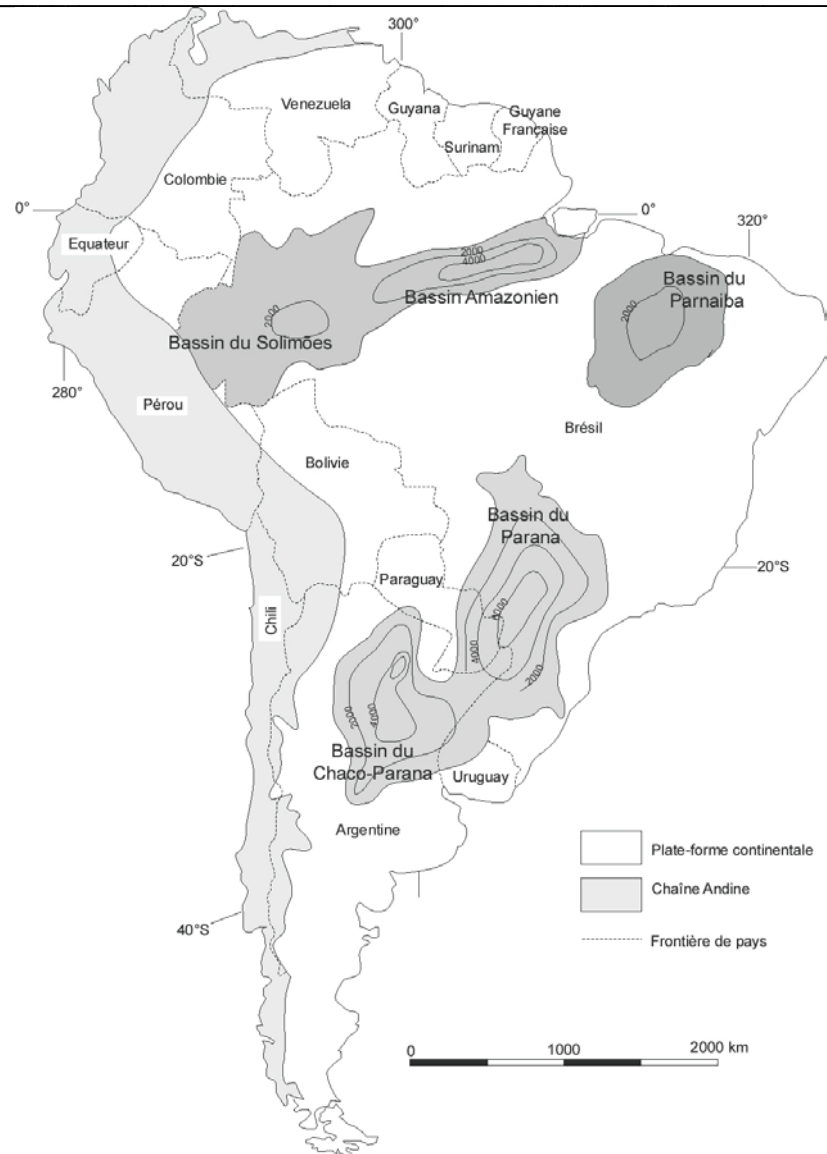


Figure 7 : Localisation des principaux bassins sédimentaires (d'après Milani et Thomaz Filho, 2000)

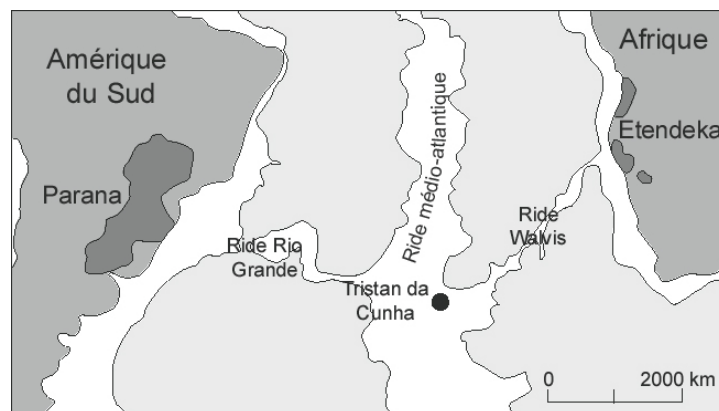


Figure 8 : Carte structurale représentant la localisation des trapps volcaniques du complexe Parana-Etendeka par rapport à la position des rides Rio Grande et Walvis, ainsi que du point chaud Tristan da Cunha.

- le bassin du Chaco-Paraná, d'extension NS, s'étend sur 500.000 km² (Fig. 7). Le remplissage sédimentaire en son centre atteint 5000 mètres, mais sa nature et son âge restent mal déterminés. Une hypothèse raisonnable basée sur des arguments sismo-stratigraphiques suppose un remplissage volcano-sédimentaire, daté du Paléozoïque inférieur.

Les grands bassins ne correspondent cependant pas uniquement à des remplissages de rift ou de bassins en "pull-apart". Ainsi, si le processus de formation des bassins de l'Amazone et du Solimões correspond bien à un mécanisme de rifting, les bassins du Chaco, du Parnaíba et du Paraná sont plutôt des bassins flexuraux. Le bassin du Paraná est en outre lié à la montée d'un panache. L'accumulation de laves basaltiques produites par ce panache a contribué à un enfoncement de la plaque, laissant place à une dépression correspondant au bassin du Paraná. Une période de calme volcanique et tectonique s'est ensuite installée jusqu'au Trias, voire Jurassique.

La majorité des processus qui ont façonné le continent Sud Américain ont impliqué l'intégralité de la lithosphère. Il est alors intéressant de voir, par l'utilisation de la tomographie sismique, si la lithosphère profonde reflète la complexité des structures de surface.

2. Structure profonde du continent : rappel des principaux résultats tomographiques

2.1. Introduction

La tomographie sismique est une méthode indirecte permettant la cartographie en profondeur des hétérogénéités de vitesse de propagation des ondes à l'intérieur du manteau. On peut ainsi mettre en évidence des anomalies de vitesse par rapport à la vitesse prévue au même endroit par un modèle de Terre théorique à symétrie radiale (modèle PREM par exemple, Dziewonski et Anderson, 1981). La tomographie sismique peut être mise en œuvre à différentes échelles, aussi bien à l'échelle du globe qu'à l'échelle locale, à condition d'avoir une bonne couverture en rais et, par conséquent, un réseau de stations d'enregistrement adapté à la région d'étude, ainsi qu'une sismicité adéquate.

Les tomographies globales permettent d'aborder des problématiques géodynamiques essentielles telles que l'extension latérale et verticale des racines cratoniques, l'interaction entre les plaques plongeantes et les transitions de phase olivine-spinelle à 400 km de profondeur et spinelle-perovskite à 660 km de profondeur, ou encore la profondeur d'origine des panaches mantelliques. Les réseaux de stations sismologiques ainsi que le volume de données disponibles se sont beaucoup développés durant la dernière décennie. De nouveaux modèles tomographiques globaux et régionaux

ont été élaborés, permettant une imagerie plus fiable et souvent plus détaillée de la structure du manteau.

Pour le continent sud américain, des études tomographiques globales, régionales (à l'échelle de la plaque) et locales (à l'échelle d'un bassin ou d'un domaine particulier de la marge active) ont permis de donner une vision d'ensemble de la structure du continent. Le nombre de stations sismologiques dans l'hémisphère sud étant faible comparativement à l'hémisphère nord, les travaux focalisés sur la structure du manteau à l'échelle du continent dans son intégralité restent peu nombreux. Nous allons ci-dessous reprendre les grandes structures géologiques précédemment détaillées afin de voir comment elles ont pu être imagées par les diverses études tomographiques.

2.2. Les domaines cratoniques

Les domaines cratoniques de grandes dimensions sont généralement bien imagés par des anomalies de vitesse positive par les différentes méthodes tomographiques. Toutefois, leur profondeur d'enracinement reste sujette à controverse.

Ainsi les cratons Amazonien et du São Francisco ont été imagés par Zhou (1996) puis par Ritsema et Van Heijst (2000) en tomographie globale. Les deux modèles concordent relativement bien, Zhou (1996) image le craton à des profondeurs inférieures à 300 km, et Ritsema et Van Heijst (2000) le restreignent à moins de 250 km. Les résultats du modèle S20RTS (Ritsema et Van Heijst, 2000) corroborent les conclusions de l'étude menées par Grand (1994) à l'échelle des continents américains et des bassins océaniques environnants. Cette étude a permis l'imagerie des domaines cratoniques du continent sud américain jusqu'à 250 km de profondeur, tandis que les cratons canadien, russe et ouest-africain sont visibles jusqu'à des profondeurs excédant 300 km. Cependant, les cratons sud américains ne sont pas imagés dans l'étude tomographique globale de Bijwaard et al. (1998), alors que dans ce modèle sont mis en évidence les principales provinces cratoniques, telles que les cratons fenno-scandinave, australien, arabe, canadien, sud-africain, et du Groenland, jusqu'à 300-400 km de profondeur.

En tomographie régionale, seuls trois modèles existent. Le modèle tomographique anisotrope de Silveira et al. (1998) met en évidence les cratons du Brésil et d'Afrique de l'ouest jusqu'à 200 s de période, ce qui équivaut approximativement à 300 km de profondeur. Contrairement aux modèles précédents, l'étude de la dispersion du mode fondamental des ondes de surface réalisée par Vdovin et al. (1999) montre une subdivision du craton Amazonien en deux parties. Cette subdivision pourrait correspondre aux cratons Guyana et Guapore, mais l'analyse de la carte à 100 s de période (Fig. 9),

soit approximativement 200 km de profondeur, montre que la corrélation avec la géologie n'est pas satisfaisante. De plus, le craton du São Francisco n'est pas bien imagé. Toutefois, le modèle de Vdovin et al. (1999) suggère une profondeur d'enracinement des domaines cratoniques sud américains de l'ordre de 200 km de profondeur.

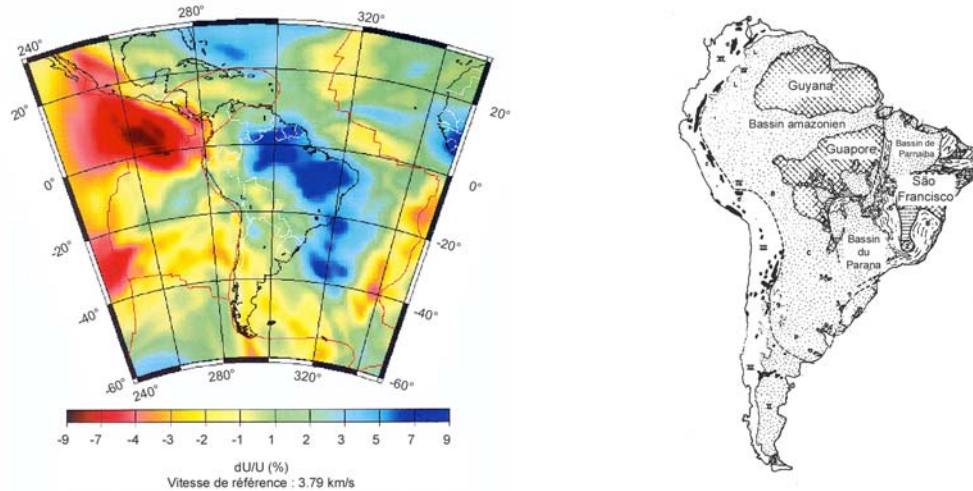


Figure 9 : La carte de gauche présente les variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 100 s de période (Vdovin et al., 1999). L'échelle de couleur correspond aux variations en % de la vitesse de groupe par rapport à une vitesse de référence (3.79 km/s). La carte de droite présente les diverses unités tectoniques du continent sud américain (d'après Cordani et Neves, 1982).

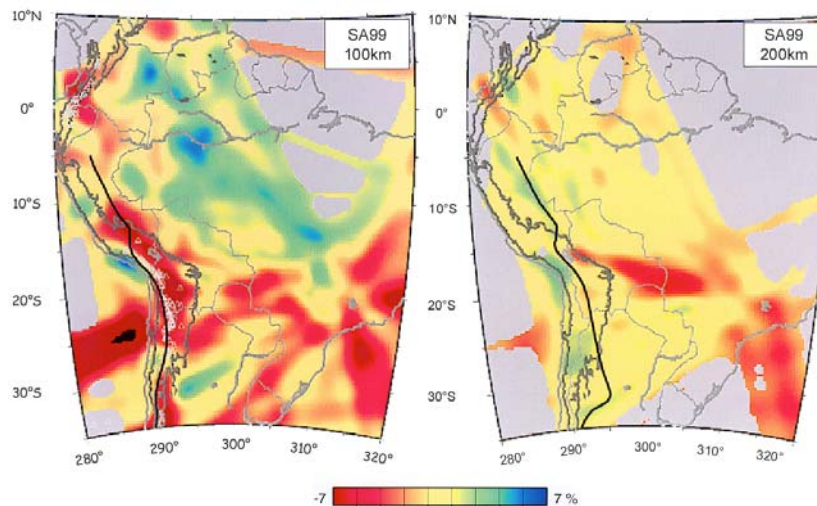


Figure 10 : Modèle SA99 (Van der Lee et al., 2001), présenté à 100 km (gauche) et 200 km de profondeur (droite). L'échelle de couleur est saturée. Noter la structuration en deux anomalies de vitesse rapide du craton amazonien à 100 km de profondeur. Les racines cratoniques ne sont plus imaginées à 200 km.

Le modèle tomographique régional du continent sud américain le plus récent est le modèle SA99 (Van der Lee et al., 2001). Bien que limité aux parties centrales et ouest du continent, l'utilisation conjointe du mode fondamental et des harmoniques des ondes de surface a permis une

profondeur d'investigation accrue pour imager la structure profonde de l'Amérique du Sud. Dans SA99, la structuration en deux parties du craton Amazonien est relativement bien imagée (Fig. 10), avec une extension verticale de l'ordre de 150 km sous les cratons Guyana et Guapore, sensiblement inférieure à celle déduite par Vdovin et al. (1999).

2.3. La Cordillère des Andes

2.3.1. Le plongement de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud

Dû à la forte densité de séismes ayant lieu au niveau des zones de subduction, ces régions sont particulièrement bien imagées, notamment dans le manteau supérieur, généralement sous la forme d'anomalies de vitesse rapides, longues et étirées, avec des pendages et une extension en profondeur variables.

Des anomalies de vitesse positives liées aux plaques plongeantes sont continues à travers la discontinuité à 660 km de profondeur sous Java, le sud-est de l'Europe, les Mariannes, le Japon, l'Amérique centrale et les Tonga (Bijwaard et al., 1998). Ritsema et Van Heijst. (2000) ont également mis en évidence des anomalies de vitesse rapide correspondant aux zones de subduction sous l'Amérique du Nord ainsi qu'à l'aplomb de l'est de l'Asie jusqu'à la limite noyau-manteau. Une horizontalisation de l'anomalie de vitesse rapide sur la discontinuité est mise en évidence sous la partie ouest de la Méditerranée, l'arc d'Izu-Bonin et l'arc de Banda. Une situation intermédiaire, c'est-à-dire un plongement après horizontalisation, est imagée à l'aplomb des îles Kouriles (Bijwaard et al., 1998). De même, des exemples de détachement de panneaux plongeants ont été révélés par des anomalies de vitesse discontinues à l'aplomb de l'Espagne, de l'Italie et de l'Albanie (Bijwaard et al., 1998).

Ces résultats sont généralement en accord avec les études tomographiques régionales et indiquent que la discontinuité à 660 km de profondeur ne fait généralement que ralentir la progression des panneaux plongeants dans le manteau inférieur.

De façon générale, une corrélation entre les anomalies de vitesse rapide et les zones de subduction actuelles est mise en évidence, notamment dans le modèle de Van der Hilst et al. (1997), et ce, jusqu'à 800 km de profondeur. Si les panneaux plongeants semblent effectivement présenter une certaine continuité au-delà de la discontinuité à 660 km, la corrélation entre ces anomalies de vitesse et les zones de subductions actuelles semble moins évidente à des profondeurs supérieures à 800 km.

Les anomalies de vitesse rapide actuellement imagées profondément dans le manteau inférieur, correspondent à des plaques ayant subducté à une époque où les zones de subduction n'occupaient pas leurs positions actuelles (Fig. 11). Ainsi, les anomalies de vitesse rapide imagées à l'aplomb des continents américains par Van der Hilst et al. (1997) ainsi que par Grand (1994), et décalées par rapport à la position actuelle des zones de subduction, pourraient correspondre à d'anciennes structures subductées.

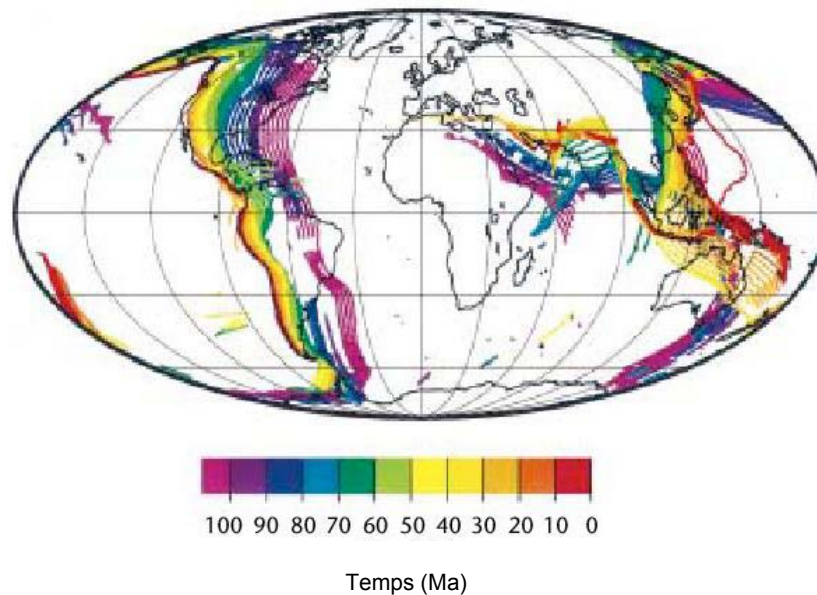


Figure 11 : Carte représentant la localisation des zones de subduction durant les 110 derniers millions d'années, dans un référentiel de points chauds. Le modèle est extrait de Lithgow-Bertelloni et Richards (1998). Les lignes rouges représentent la position actuelle des zones de subduction tandis que les lignes bleues représentent leur localisation il y a 100 Ma, par rapport à la position actuelle des continents.

Grand (1994) a mis en évidence, sous l'Amérique du Sud, une anomalie de vitesse rapide très étirée, s'étendant dans le manteau inférieur de 650 à 1300 km de profondeur. Un changement majeur s'est produit dans la convergence entre les plaques Nazca et sud américaine il y a 50 Ma. En fonction des taux de convergence estimés entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (Pardo-Casas et Molnar, 1987, Engebretson et al., 1992), Grand (1994) a estimé à 5000 km la longueur du panneau plongeant qui aurait dû être subductée sous le continent sud américain pendant les 50 derniers millions d'années. Les panneaux plongeants pouvant pénétrer la discontinuité à 660 km de profondeur, la plaque subductée à l'aplomb du continent devrait déjà avoir atteint la limite noyau-manteau. Or, on ne l'imagine que jusqu'à 1300 km de profondeur. L'anomalie imagée de la surface jusqu'à la discontinuité à 660 km de profondeur correspond à la plaque subductée ces 10 derniers millions d'années (Grand, 1994), tandis que l'anomalie mise en évidence entre 660 et 1300 km de profondeur aussi bien dans le modèle de Grand (1994), que dans le modèle de Van der Hilst et al. (1997), correspond au panneau subducté entre -50 et -10 Ma. L'absence d'anomalie significative au-delà de 1300 km de profondeur

pourrait quant à elle être due à une absence de convergence dans cette région avant –50 Ma, plus précisément entre –50 et –100 Ma (Fig. 11).

Le modèle S20RTS (Ritsema et van Heijst, 2000) montre l'existence, dans le manteau inférieur jusqu'à 1200 km de profondeur, d'une anomalie de vitesse élevée le long de la partie nord de l'Amérique du Sud, correspondant au plongement de la plaque Nazca sous la plaque sud américaine. Alors que la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud est bien imagée dans la plupart des modèles tomographiques globaux, elle n'est pas mise en évidence dans le modèle régional de Vdovin et al. (1999). Ceci peut être dû au fait qu'il s'agit d'un modèle en vitesses de groupe, et qu'à chaque période, la vitesse de groupe est une moyenne pondérée de la structure V_s sur un intervalle de profondeur donné. Par conséquent, dans le cas d'un panneau plongeant caractérisé par des vitesses rapides, mais qui serait entouré de structures caractérisées par des vitesses lentes, il se pourrait que la moyenne de V_s soit nulle et que par conséquent, bien qu'existant, le panneau plongeant n'apparaisse pas dans le modèle. Dans le modèle SA99 (Van der Lee et al., 2001) par contre (Fig. 10), la subduction est marquée par des anomalies de vitesse relativement élevées, parallèles aux Andes, jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 150 à 200 km. Ces anomalies, bien que ne formant pas une unité continue, sont localisées à l'ouest d'une ligne délimitant la position du panneau plongeant (plan de Wadati-Benioff). On retrouve dans ce modèle les alternances de pendage normal et sub-horizontal de la subduction.

Depuis 1984, plusieurs études tomographiques à l'échelle locale ont mis en évidence des anomalies de vitesse de propagation des ondes, corrélées au plongement de la plaque océanique sous la plaque continentale. Si Wortel (1984), Schneider et Sacks (1987), James et Snoke (1990), ainsi que Engdahl et al. (1995), sont parvenus à imager le panneau plongeant, une incertitude subsiste quant à la profondeur de pénétration de la plaque dans le manteau sous-jacent. Wortel (1984) a imagé une anomalie de vitesse rapide allongée parallèlement à la Cordillère des Andes et s'étendant jusqu'à 320 km de profondeur. Il a interprété la sismicité profonde (épicentres > 500 km de profondeur) comme étant due à une partie détachée de la plaque subductée. Par contre, Schneider et Sacks (1989), James et Snoke (1990), et Engdahl et al. (1995), suggèrent une continuité du panneau plongeant au niveau de la lacune sismique. La modélisation de réflexion grand angle sur la face supérieure de la plaque Nazca plongeante, a permis d'imager la continuité du panneau sous les parties centrales et est du Pérou, de 150 à 525 km de profondeur (James et Snoke, 1990). Engdahl et al. (1995) ont mis en évidence une continuité latérale et même verticale du panneau subducté sous plusieurs régions, ainsi que sa pénétration dans le manteau inférieur sous la partie centrale de l'Amérique du Sud.

2.3.2. L'épaississement crustal de l'Altiplano-Puna

Des études variées, notamment tomographiques, ont été réalisées autour de la latitude 20°S dans les Andes, pour étudier les processus à l'origine de l'important épaississement crustal de l'Altiplano-Puna. Dans cette région, la subduction est inclinée de 30° et associée à un volcanisme actif. Les études tomographiques locales ont permis de caractériser cette région par une zone de faible vitesse (Dorbath et Masson, 2000; Masson et al., 2000) (Fig.12), ou de forte atténuation (Schurr, 2001) (Fig. 13), (Haberland et Rietbrock, 2001; Myers et al., 1998) des ondes sismiques. Van der Lee et al. (2001), en tomographie régionale, ont également imagé une anomalie de vitesse particulièrement lente dans le coin mantellique, à l'est du plan de Wadati-Benioff (Fig. 10). L'ensemble de ces résultats a suggéré que la partie ouest de la Cordillère, à cette latitude, est caractérisée par une croûte inférieure partiellement fondue, en raison de la libération de fluide du panneau subductant, au-dessus d'un manteau extrêmement hydraté. L'épaississement crustal serait ainsi principalement dû à un sous-placage magmatique généré par la fusion partielle du coin mantellique situé entre le panneau plongeant et la lithosphère continentale.

Figure 12 : Coupe tomographique est-ouest du modèle de variation de la vitesse de propagation des ondes P réalisé à la latitude 19.30°S (Dorbath et Masson, 2000).

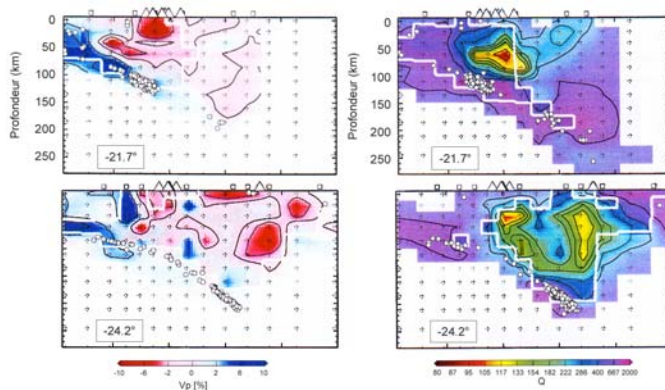
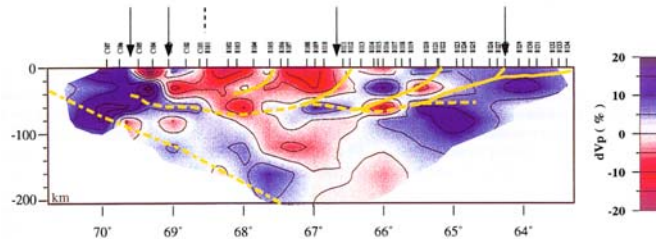


Figure 13 : Coupes tomographiques dans le modèle de vitesse de propagation des ondes P (gauche) et du facteur de qualité Q_p (droite) aux latitudes 21.7°S (coupes du haut) et 24.2°S (coupes du bas) (Schurr, 2001).

2.3.3. Les bassins sédimentaires

A l'échelle régionale, l'étude de la dispersion du mode fondamental des ondes de surface (Vdovin et al., 1999) pour les ondes de Rayleigh à une période de 20 s, a permis de mettre en

évidence des anomalies de vitesse correspondant aux principaux bassins sédimentaires du continent. La figure 14 montre quatre anomalies de vitesse négative correspondant respectivement aux bassins Llanos et Maturin (A), au complexe sédimentaire Marañon-Ucayali-Madre de Dios (B), à l'Altiplano et au bassin Chaco-Tarija (C), ainsi qu'aux bassins du Chaco-Paraná et au Paraná (D).

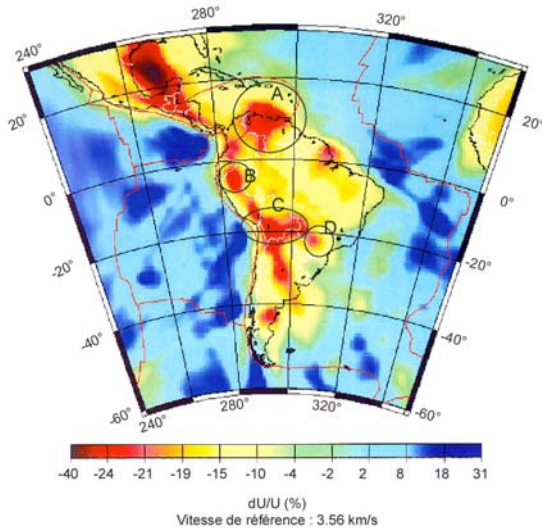


Figure 14 : Carte présentant les variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 20 s de période, soit approximativement 30 km de profondeur (Vdovin et al., 1999). L'échelle de couleur correspond aux variations en % de la vitesse de groupe par rapport à une vitesse de référence (3.56 km/s).

La partie nord du bassin du Paraná ainsi que le bassin de l'Amazonie, long de 2500 km, ne sont cependant pas imagés. Dans le premier cas, la signature du Paraná est probablement masquée par les épanchements basaltiques. Dans le second cas, la résolution dans cette partie du modèle ne permet pas l'imagerie du bassin de l'Amazonie. Dans le modèle SA99 (Van der Lee et al., 2001) les bassins du Paraná et du Chaco sont soulignés par des anomalies de vitesse lente (Fig. 10).

A l'échelle locale, Snoke et James (1997) ont estimé les vitesses de propagation dans la croûte et le manteau supérieur, ainsi que la profondeur du Moho, à partir d'une analyse en ondes de surface, du temps de trajet d'ondes P directes et de fonctions récepteurs, à l'aplomb des bassins du Paraná (sud du Brésil) et du Chaco (nord de l'Argentine). Ces auteurs ont suggéré que la structure en vitesse sous le bassin du Paraná est caractéristique d'une lithosphère cratonique. Le manteau supérieur est en effet caractérisé par des vitesses de propagation des ondes S de l'ordre de 4.7 km.s^{-1} , alors qu'au-delà de 200 km de profondeur, cette vitesse décroît graduellement. Il semblerait ainsi que le bassin du Paraná se soit formé dans un domaine cratonique s'étendant jusqu'à 200 km de profondeur.

En 1995, VanDecar et al. ont réalisé une étude tomographique en ondes de volume qui a permis d'imager, à l'aplomb du bassin du Paraná, une anomalie de vitesse lente, de forme cylindrique, de 300 km de diamètre, s'étendant de 200 à au moins 600 km de profondeur (Fig. 15). Cette anomalie

a été interprétée comme étant la trace fossile du point chaud Tristan da Cunha. Dans une étude plus récente, Schimmel et al. (sous presse) ont confirmé ces résultats, grâce à une inversion des temps de trajet des ondes P et S au sud-est du Brésil, imageant une anomalie cylindrique de vitesse lente s'étendant jusqu'à au moins 660 km de profondeur, et pénétrant même dans le manteau inférieur. Cela impliquerait d'une part un couplage entre la plaque sud américaine et le manteau supérieur, mais aussi la possibilité d'un couplage entre les manteaux supérieur et inférieur qui ne seraient pas séparés en deux régimes de convection.

Cette interprétation soulève un problème géodynamique majeur. Une anomalie de vitesse continue entre 200 à 600 km implique un couplage entre la lithosphère continentale sud américaine et le manteau supérieur sous-jacent. Lithosphère et manteau supérieur sont donc supposés s'être déplacés de manière cohérente depuis l'ouverture de l'Atlantique Sud et ce, sur plus de 3000 km. Trois interprétations alternatives ont été envisagées par VanDecar et al. (1995) pour expliquer cette anomalie :

- il pourrait s'agir de la trace d'un point chaud actuel remontant dans le manteau supérieur, ou
- il s'agirait d'un "montant" d'une petite cellule de convection, ou
- il s'agirait d'une anomalie "compositionnelle".

Les deux premières hypothèses ont cependant été rejetées. Aucune trace d'activité tectonique ou volcanique de surface reliée à un point chaud n'existe dans cette région. De plus, il est peu probable que deux points chauds, à 135 millions d'années d'intervalle, suivent le même cheminement. Dans le second cas, outre l'absence d'activité dynamique de surface, l'hypothèse de la cellule de convection n'explique pas la forme particulière de l'anomalie.

La rémanence thermique, ou probablement compositionnelle, du conduit fossile du point chaud Tristan da Cunha a donc été conservée comme interprétation de l'anomalie imagée. La forme particulière et l'extension verticale de cette anomalie sont en effet cohérentes avec les résultats de modélisations analogiques de la forme de panaches effectuées en laboratoire. De telles expériences (Davaille, 1999) mettent en évidence la forme particulière d'un panache, résultant en deux parties bien distinctes : une tête, nécessairement large afin d'être en mesure de déplacer le matériel plus froid la surplombant, et une queue, fine, maintenue par "flottabilité". Dans le cas présent, la tête du panache correspondrait à l'anomalie de vitesse sismique imagée à l'aplomb du bassin du Paraná, tandis que la queue serait associée au volcanisme actuel moins abondant du point chaud Tristan da Cunha. La séparation de ces deux parties du panache est matérialisée par la ride Rio Grande, qui relie le point chaud Tristan da Cunha aux côtes brésiliennes.

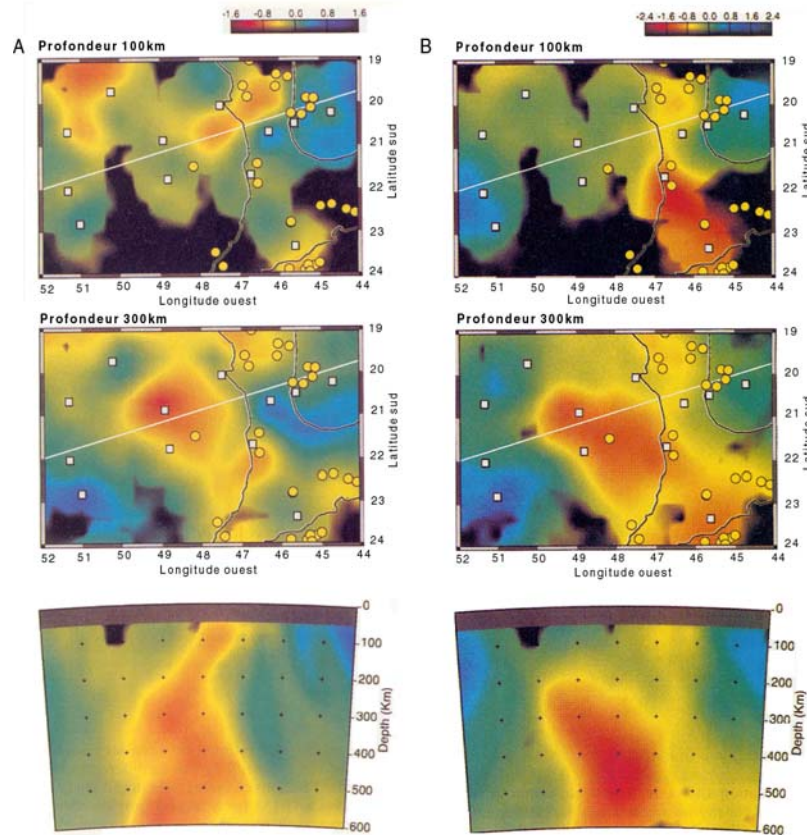


Figure 15 : Modèles de perturbation de vitesse en onde P (A) et en ondes S (B), réalisés par VanDecar et al. (1995). Les coupes dans les deux modèles sont présentées à 100 (figures du haut) et 200 km de profondeur (figures du centre). Les traits blancs représentent les traits de coupe correspondant aux coupes verticales présentés par les figures du bas. L'échelle de couleur est classique : les tons jaune-rouge représentant des anomalies chaudes, lentes, tandis que les tons bleus représentent des anomalies froides, rapides. Les parties noires correspondent à des régions non traversées par des rais sismiques.

Cette caractéristique du bassin du Paraná peut paraître surprenante. Il ne faut cependant pas perdre de vue que de telles observations ont été rapportées pour d'autres régions du globe. Ainsi, Kennett et Widiyantoro (1999) ont publié un modèle tomographique en ondes P mettant en évidence une anomalie de vitesse lente de forme cylindrique, de 200 km de diamètre, sous le NW de l'Inde. Cette anomalie s'étend en profondeur jusqu'à approximativement 200 km, et se connecte alors à une anomalie de vitesse lente plus étalée latéralement. Cette anomalie, centrée sous l'expression de surface des trapps du Deccan (basaltes alcalins), a été interprétée comme étant la trace fossile d'une anomalie thermique due au point chaud, ayant bougé de façon cohérente avec l'Inde depuis les éruptions du Deccan, il y a 65 Ma.

Richardson et al. (2000), à partir d'une tomographie en ondes de surface, ont mis en évidence une anomalie de vitesse lente à l'aplomb du plateau d'Ontong-Java. Cette anomalie s'étend jusqu'à 300 km de profondeur et a une extension latérale proche de 600 km. L'analyse des phases multiples ScS

n'a pas permis de révéler une atténuation particulière de la vitesse des ondes sismiques associée à la présence de cette anomalie, suggérant une origine compositionnelle plutôt que thermique. La continuité en profondeur de cette anomalie abonde dans le sens d'une absence de mouvement relatif entre la lithosphère et l'asthénosphère.

Ces diverses observations suggèrent donc que, dans certaines circonstances encore mal comprises, l'intégralité du manteau supérieur peut bouger de façon cohérente et des hétérogénéités peuvent y conserver une certaine continuité verticale. Cette observation rejoint la notion de tectosphère (Jordan, 1975), caractérisant une région d'au moins 400 km d'épaisseur, et peut-être même occupant l'intégralité du manteau supérieur (700 km), se déplaçant de façon cohérente à l'aplomb des régions cratoniques.

Chapitre 2

Tomographie en ondes de surface du continent Sud Américain



Carte de l'Amérique du Sud réalisée en 1646.

Chapitre 2

Tomographie en ondes de surface du continent Sud Américain

1. Introduction

Bien que peu d'études aient été consacrées au continent sud américain, plusieurs modèles tomographiques, à différentes échelles (globales, régionales, locales), ont permis de mettre en évidence des structures profondes bien corrélées avec la géologie de surface. Par exemple, le craton Amazonien est souligné par une anomalie de vitesse rapide de propagation des ondes sismiques par Zhou (1996) et Ritsema et Van Heijst. (2000), en tomographie globale, jusqu'à des profondeurs respectives de plus de 300 km et de moins de 250 km. Les modèles tomographiques régionaux, à l'échelle d'une plaque tectonique (Van der Lee et al., 2001; Vdovin et al., 1999), ont permis de mettre en évidence la structure en deux parties distinctes du craton. La tomographie locale, quant à elle, est axée sur l'imagerie de structures d'extension latérale limitée, tel un bassin sédimentaire (Snoke et James, 1997), ou une région particulière de la zone de subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud (Dorbath et Masson, 2000; Dorbath et al., 1996; Engdahl et al., 1995; Haberland et Rietbrock, 2001; James et Snoke, 1994; Masson et al., 2000; Myers et al., 1998; Schurr et al., (submitted, 2001)).

Le modèle tomographique présenté dans ce chapitre vise à fournir une image en trois dimensions des variations latérales de vitesse du manteau supérieur sous l'Amérique du Sud et les domaines océaniques environnants. Sa résolution latérale est intermédiaire entre les modèles

tomographiques globaux et les études locales, complétant ainsi les résultats des études régionales de Silveira et al. (1998, 2002), Vdovin et al. (1999) et Van der Lee et al. (2001).

Le continent sud américain, et l'hémisphère sud dans sa globalité, sont faiblement instrumentés comparativement à l'hémisphère nord (Fig. 1). En dehors de la zone andine et de ses frontières avec les plaques Caraïbes et Scotia, le continent sud américain montre une faible sismicité instrumentale (Chapitre 1 – Fig. 4). Ces deux paramètres, ajoutés aux dimensions des grandes structures géologiques composant la plate-forme, font de la tomographie en ondes de surface un excellent outil d'imagerie des structures profondes sous le continent. Se propageant parallèlement à la surface de la Terre, les ondes de surface permettent en effet d'étudier des régions du globe dépourvues de stations sismologiques. L'analyse des ondes de surface est d'ailleurs particulièrement bien adaptée à l'étude des domaines océaniques, et a été largement utilisée pour ce type d'étude (e.g. Debayle, 1996; Silveira et Stutzmann, 2002; Silveira et al., 1998).

Lorsque la couverture en trajets est dense et homogène, la résolution latérale de ce type de tomographie est de l'ordre de quelques centaines de kilomètres. L'utilisation des modes harmoniques permet quant à elle d'atteindre une profondeur d'investigation d'au moins 400 km (cf. 2.).

Réseau global des stations sismologiques large-bande

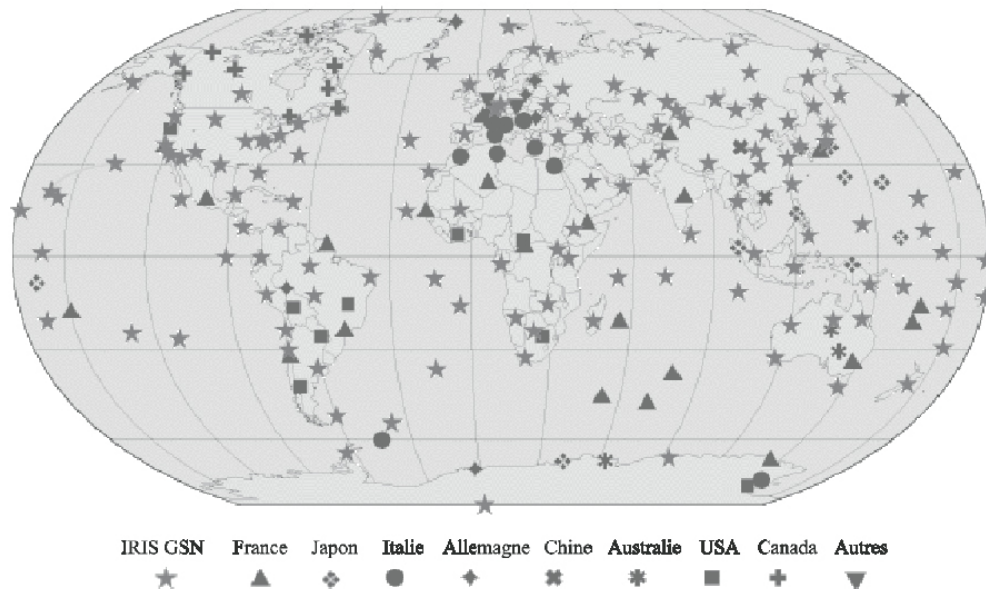


Figure 1 : Carte du réseau global des stations sismologiques large-bande. Noter l'instrumentation inégale des deux hémisphères. Les différents symboles correspondent aux pays d'appartenance des stations sismologiques.

2. Rappels sur les ondes de surface

Lorsque le milieu n'est pas infini, mais limité par une surface dite "libre", comme c'est le cas de la surface terrestre, les ondes de volume P et S interfèrent et génèrent des ondes guidées par la surface de la Terre : les ondes de surface. Le mode fondamental des ondes de surface se propage moins rapidement qu'une onde de volume, tandis que les vitesses de phase des modes harmoniques dépassent la vitesse des ondes S dans un milieu de propagation équivalent. L'amplitude du train d'ondes de surface est généralement assez forte, ce qui les rend facilement identifiables sur les sismogrammes. Ces ondes guidées sont sensibles au milieu traversé sur un intervalle de profondeur qui dépend de la période et du mode harmonique considéré. Pour une propagation au sein d'une structure isotrope, on distingue deux types d'ondes de surface :

- les ondes de Love résultent d'interférences constructives d'ondes purement SH. Le mouvement des particules se fait dans le plan horizontal, perpendiculairement à la direction de propagation (Fig. 2A). De ce fait, les ondes de Love sont visibles sur les composantes horizontales des sismogrammes enregistrés,
- les ondes de Rayleigh résultent d'interférences constructives entre ondes P et SV. Elles sont polarisées dans le plan vertical, parallèlement à leur direction de propagation (Fig. 2B). Les ondes de Rayleigh sont, par conséquent, observables sur les composantes horizontales et verticales des sismogrammes. Le mouvement des particules consécutif au passage d'une onde de Rayleigh est elliptique rétrograde en surface, puis elliptique prograde à partir d'une certaine profondeur.

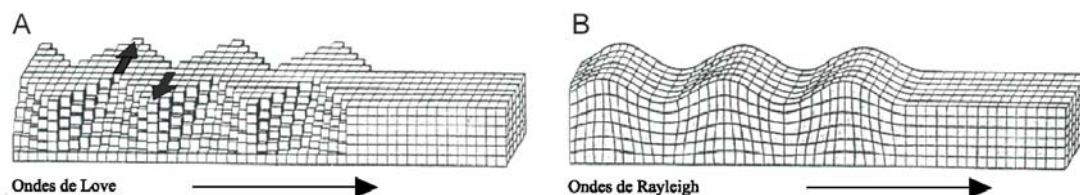


Figure 2 : Schémas caractérisant le mouvement des particules consécutif au passage d'une onde de Love et d'une onde de Rayleigh.

Deux propriétés caractérisent les ondes de surface :

- dispersion
- stationnarité.

La **dispersion** signifie que la vitesse de phase ou de groupe¹ est fonction de la fréquence. Les ondes de Rayleigh présentent un caractère non dispersif dans un demi espace homogène, mais dispersif en milieu verticalement hétérogène.

Dans le cas d'ondes **stationnaires**, il existe plusieurs fonctions déplacement vérifiant les mêmes conditions aux limites. **Ces différentes solutions constituent le mode fondamental et les harmoniques, le rang de l'harmonique étant donné par le nombre de fois où la fonction déplacement s'annule.**

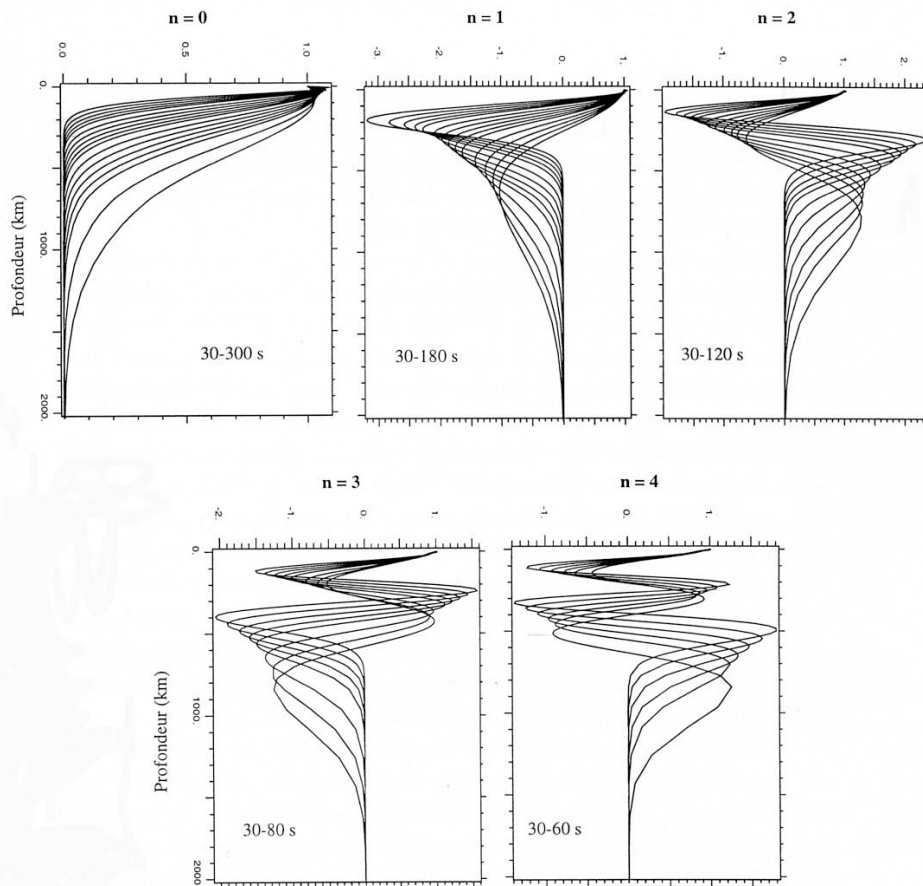


Figure 3 : Déplacements verticaux des ondes de Rayleigh, calculés pour le modèle de Terre 1066a (Gilbert et Dziewonski, 1975). Les déplacements sont obtenus à différentes périodes (pour chaque figure, la première courbe en partant du haut correspond à 30 s de période) pour le mode fondamental ($n=0$) et les quatre premiers harmoniques (d'après Debayle, 1996).

La figure 3 présente un exemple de déplacements verticaux des ondes de Rayleigh, calculés pour le modèle de Terre 1066a (Gilbert et Dziewonski, 1975), à différentes périodes pour le mode fondamental et les quatre premiers harmoniques, en utilisant le formalisme de Takeuchi et Saito

¹ La vitesse de phase est la vitesse de propagation de la phase associée à une période donnée d'un sismogramme, telle que $C = \omega / k$, avec ω la pulsation et k le nombre d'onde. La vitesse de groupe quant à elle correspond à la vitesse de propagation du paquet d'énergie ayant cette période dominante, telle que $U = d\omega / dk$.

(1972). On constate que plus le rang de l'harmonique est élevé, à période constante, plus la profondeur de pénétration des ondes de surface est grande et, plus la période est élevée, plus la profondeur de pénétration augmente, à mode constant. Cette augmentation de la profondeur de pénétration des ondes de surface avec la période, à mode constant, est responsable du phénomène de **dispersion**, car les paramètres élastiques (en particulier V_s) auxquels sont sensibles les ondes de surface ne sont pas constants avec la profondeur. A période constante, la profondeur de pénétration des ondes de surface est fonction du mode considéré. Ainsi, si à 30 secondes de période, le mode fondamental n'échantillonne que les 200 premiers km du manteau supérieur (la fonction déplacement devient en effet négligeable à cette profondeur), on constate qu'à cette même période, le quatrième harmonique permet d'atteindre 700 km de profondeur.

Cette figure suggère également que les séismes superficiels excitent principalement le mode fondamental. L'énergie associée aux séismes profonds sera quant à elle concentrée dans les modes de degrés supérieurs, à condition que l'hypocentre ne soit pas localisé à une profondeur où la fonction déplacement s'annule.

La figure 4 représente les dérivées partielles de la vitesse de phase des ondes de Rayleigh par rapport à la vitesse des ondes S, $(\frac{V_s}{C}) \cdot (\frac{\partial C}{\partial V_s})$, calculées pour une couche de 1 km d'épaisseur, à deux périodes distinctes : 50 et 80 s.

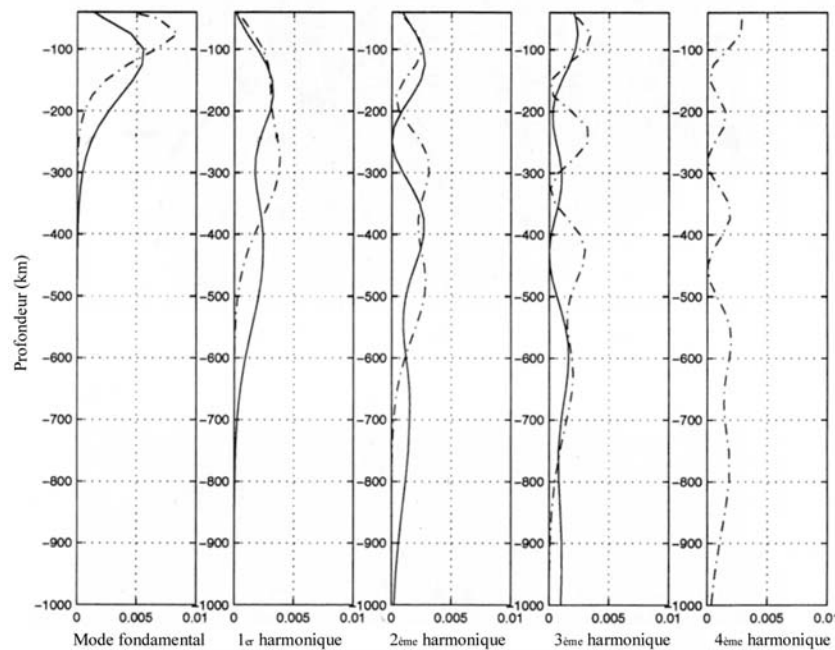


Figure 4 : Dérivées partielles, par rapport à la vitesse des ondes S, pour une couche de 1 km d'épaisseur, de la vitesse de phase des ondes de Rayleigh à 50 s de période (pointillé) et à 80 s de période (trait plein), pour le mode fondamental et les quatre premiers harmoniques (d'après Debayle et al., 2001)

Cette figure met en évidence les maximums de sensibilité de l'onde de Rayleigh aux perturbations en fonction de la profondeur, pour le mode fondamental et les quatre premiers harmoniques. On constate que pour une période de 50 s, le mode fondamental de l'onde de Rayleigh présente un maximum de sensibilité vers 70 km de profondeur, tandis qu'à 80 s de période, le maximum est localisé autour de 100 km de profondeur.

L'utilisation des quatre premiers harmoniques, couplée à la prise en compte du mode fondamental des ondes de Rayleigh, sur un rang de période allant de 50 à 80 s, permet, en théorie, d'obtenir une résolution verticale jusqu'à au moins 700 km de profondeur (Fig. 4). Ainsi, l'intérêt de l'utilisation des modes harmoniques est l'augmentation de la sensibilité des ondes de surface avec la profondeur et, donc, une résolution verticale accrue.

3. Construction du modèle tomographique : méthodologie

3.1 Introduction

L'outil d'analyse des ondes de surface utilisé pour déterminer la structure du manteau supérieur sous le continent sud américain permet de retrouver un modèle de Terre moyen, compatible avec la forme d'onde d'un sismogramme d'ondes de surface enregistré entre un épicentre et une station sismologique (Cara et Lévêque, 1987). Un sismogramme synthétique est calculé dans un modèle de Terre de référence (PREM, Dziewonski et Anderson, 1981), décrit par un ensemble de paramètres élastiques. L'inversion permet de retrouver la perturbation du modèle de Terre nécessaire pour obtenir un sismogramme synthétique semblable au sismogramme observé. Ce modèle de Terre tient compte de toutes les interférences entre les différents modes présents dans le signal réel. On bénéficie donc d'une information plus riche que dans les méthodes d'analyse d'ondes de surface réduites à l'étude du seul mode fondamental (Mocquet et al., 1989; Montagner, 1985; Montagner, 1986a).

Le modèle tomographique est construit en deux étapes. La première consiste en une modélisation de sismogrammes réels à l'aide de sismogrammes synthétiques. Cette étape permet de retrouver un modèle moyen 1D de variation de la vitesse de propagation des ondes S dans le manteau supérieur pour chaque trajet. Elle nécessite de prendre en compte un ensemble d'approximations quant à la propagation des ondes de surface (Debayle et Kennett, 2000b, Debayle et al., 2001). La gamme de fréquences utilisée pour l'analyse des ondes de surface est choisie de sorte que ces approximations soient vérifiées. Les approximations sont les suivantes :

- Le train d'ondes de surface est multi-modes, et chaque mode se propage indépendamment, sans interaction. Cette hypothèse est valable dans un milieu où les propriétés sismiques varient de façon lissée, sans fort gradient de vitesse, ou à fréquence suffisamment basse. Dans ce cas, les caractéristiques de la propagation de chaque mode sont gouvernées par la structure verticale sous chaque point du trajet de propagation (Woodhouse, 1974).
- Pour les ondes à longue période, il est également raisonnable de négliger la déviation de la propagation du rai par rapport au grand cercle (la propagation du rai s'effectue théoriquement selon le grand cercle entre la source et la station d'enregistrement). Kennett (1995) a montré que, à l'échelle régionale-continentale, où la longueur des trajets est comprise entre 1000 et 4000 km, cette approximation est valable pour des périodes comprises entre 30 et 100 s. La limite supérieure de la gamme de période est conditionnée par les fortes hétérogénéités latérales existant dans la partie supérieure du manteau, tandis que la limite inférieure dépend des approximations sur le champ lointain faites pour le calcul de l'excitation à la source.

L'analyse du mode fondamental et des harmoniques des ondes de Rayleigh est réalisée sur une gamme de périodes allant de 50 à 160 s. La limite inférieure est choisie de façon à minimiser l'influence des hétérogénéités latérales dans les couches superficielles de la Terre, notamment aux endroits où de fortes variations crustales sont attendues (Debayle et al., 2001).

Les modèles de Terre 1D obtenus pour chacun des trajets épiceutre-station sont ensuite combinés dans une inversion tomographique selon le principe de la régionalisation continue (Montagner, 1986b), dans le but de retrouver les structures locales. Nous n'allons travailler ici qu'avec les ondes de Rayleigh. L'inversion des ondes de Rayleigh seules permet en général de bien contraindre deux paramètres : la vitesse des ondes S_V , notée β_V , et le facteur de qualité, noté Q_β . Le facteur de qualité peut être inversé avec la méthode de Cara et Lévêque (1987). Il reste cependant moins bien résolu en profondeur, et surtout beaucoup plus difficile à interpréter que la vitesse des ondes S (Debayle, 1996). C'est pourquoi nous nous limiterons à retrouver les perturbations de la vitesse des ondes S.

3.2 Construction des sismogrammes synthétiques

Les sismogrammes synthétiques sont calculés en utilisant comme modèle initial, le modèle de Terre de référence PREM (Dziewonski et Anderson, 1981) pour le manteau, et 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996) pour la croûte. Le modèle initial est un modèle 1D, la croûte étant moyennée le long du trajet. Le calcul prend en compte des informations telles que le mécanisme au foyer, la distance épiceentrale, la réponse instrumentale et les propriétés sismiques de la croûte et du manteau supérieur le long du trajet épiceutre-station, ainsi qu'à l'aplomb de l'épiceutre. Les différences observées entre les sismogrammes synthétiques et réels vont correspondre aux perturbations des vitesses sismiques,

par rapport à celles correspondant à un modèle de Terre initial, intégrées le long du grand cercle entre l'épicentre et la station. En inversant la différence entre sismogramme synthétique et sismogramme réel, on obtient un modèle 1D élastique pour le manteau supérieur compatible avec le sismogramme observé.

Lors de l'inversion de la forme d'onde d'un sismogramme, le problème majeur rencontré est la forte non-linéarité de la dépendance du sismogramme synthétique aux paramètres élastiques du modèle. Pour s'affranchir de ce problème, Cara et Lévêque (1987) ont défini des observables secondaires, calculées par intercorrélation entre un signal complet réel (ou synthétique) et un signal monomode correspondant à un modèle de référence. L'intercorrélation avec le signal monomode permet de renforcer la partie du signal proche du signal correspondant au mode pur de référence. La partie du signal associée aux autres modes ainsi qu'au bruit est alors atténuée. On obtient deux types d'intercorrélogrammes :

- l'intercorrélogramme réel entre un sismogramme synthétique monomode de référence et le sismogramme réel,
- l'intercorrélogramme synthétique, calculé entre le même sismogramme monomode synthétique de référence et le sismogramme synthétique complet.

Ces intercorrélogrammes sont ensuite filtrés en fréquence et contiennent en première approximation l'information relative à une seule bande de fréquence et un seul mode. Cara et Lévêque (1987) ont montré que la dépendance des points de l'enveloppe d'un intercorrélogramme (définie en prenant l'amplitude du signal analytique associé) est quasi linéaire pour des perturbations de vitesse d'ondes S allant au moins jusqu'à 3% et, ce, jusqu'au quatrième harmonique. Ceci permet d'utiliser un algorithme d'inversion non linéaire, du type Tarantola et Valette (1982), qui converge rapidement lorsque la non-linéarité n'est pas trop importante. En pratique, il n'est pas nécessaire d'inverser tous les points définissant l'enveloppe. Cara et Lévêque (1987) ont montré que trois points définis sur le lobe principal de l'enveloppe de l'intercorrélogramme, l'un correspondant au maximum, et les deux autres étant choisis à mi-hauteur de part et d'autre de ce maximum, suffisent dans la plupart des cas à représenter les enveloppes. D'autre part, il s'avère utile de définir une autre variable secondaire, la phase de l'intercorrélogramme. Son inversion pour quelques périodes, en plus de l'enveloppe, permet un meilleur calage en temps des signaux. L'inversion aura ensuite pour but de trouver un modèle de Terre qui minimise la différence entre observables secondaires de l'intercorrélogramme synthétique, et observables secondaires de l'intercorrélogramme réel.

3.3. Automatisation de la procédure

La technique de Cara et Lévêque (1987), automatisée par Debayle (1999), permet l'analyse d'un grand nombre de sismogrammes en un temps relativement restreint. La procédure automatisée permet :

- de construire les sismogrammes synthétiques, de choisir pour chaque trajet la gamme de fréquences et le nombre de modes à inverser et, pour chaque mode et chaque fréquence, d'effectuer une sélection automatique des observables secondaires,
- d'inverser les formes d'ondes et d'évaluer la qualité de l'inversion, selon des critères d'ajustement des données inversées et de la forme d'onde des données réelles, et d'unicité et de stabilité du modèle de vitesse d'ondes S obtenu.

La méthode automatisée a été appliquée avec succès à l'Australie (Debayle et Kennett, 2000a; Debayle et Kennett, 2000b), aux Afars (Debayle et al., 2001) et au nord-est de l'Asie (Priestley et Debayle, 2002).

3.3.1. Sélection des observables secondaires

Les fonctions d'intercorrélation résultant de la prise en compte des observables secondaires sont filtrées autour de différentes fréquences (Fig. 5 et 6). La combinaison du filtre passe-bande et de l'intercorrélation peut s'exprimer de la façon suivante (Cara et Lévêque, 1987) :

$$g_p(\omega_q, t) = h(\omega_q, t) * s(t) * \hat{S}_p(-t)$$

avec $*$, symbolisant la convolution, $h(\omega_q, t)$ est la réponse impulsionnelle du filtre passe-bande centré sur la fréquence circulaire ω_q , $s(t)$ représente le sismogramme observé, $\hat{S}_p(t)$ est un signal synthétique pour un mode pur p , calculé pour un modèle de référence, et \hat{S}_p^* en représente le complexe conjugué.

L'automatisation de la méthode (Debayle, 1999) permet de sélectionner les observables secondaires selon plusieurs critères :

- Tous les maximums des enveloppes sont sélectionnés,

- Si plusieurs maximums sont extraits, les deux meilleurs sont sélectionnés, en utilisant comme critère le rapport $\frac{A_{\max}}{|t_{\max}-t_0|}$, où A_{\max} est l'amplitude du maximum, t_{\max} est l'instant auquel le maximum est trouvé, et t_0 est l'instant de référence,
- La phase instantanée de l'intercorrélogramme est considérée pour le maximum ayant le rapport $\frac{A_{\max}}{|t_{\max}-t_0|}$ le plus élevé.

Cette approche favorise la sélection des lobes les plus importants, proche de l'instant de référence t_0 , instant auquel le mode considéré est attendu. Si le choix entre deux lobes est ambigu, les deux sont sélectionnés. Un tel choix permet de prendre en compte l'information contenue dans chaque mode.

3.3.2. Inversion automatisée des formes d'ondes

La méthode automatisée permet de vérifier que le sismogramme synthétique prédit l'amplitude du sismogramme réel avec un facteur 5. Si ce n'est pas le cas, le sismogramme synthétique est rejeté, la mauvaise prédiction de l'amplitude pouvant être due à une mauvaise connaissance des paramètres source. Puis intervient le choix de la fréquence centrale du filtre passe-bande ω_q permettant de filtrer les fonctions d'intercorrélations. Au maximum, trois périodes sont sélectionnées dans la gamme 40-160 s. La sélection s'effectue en comparant l'amplitude de l'enveloppe du signal A_s (partie du signal ayant une vitesse de groupe supérieure à 3.3 km.s^{-1}) avec l'enveloppe du bruit A_n (partie du signal ayant une vitesse de groupe inférieure à 3.3 km.s^{-1}) pour les périodes suivantes : 40, 80, 160 s et 40, 60, 120 s. Une période particulière est considérée dans l'inversion de forme d'onde lorsque le rapport A_s/A_n est supérieur à une valeur seuil, qui est 3. Un rang minimum de périodes (40-60 s) est imposé pour l'analyse des formes d'ondes (Debayle, 1999). L'inversion de la forme d'onde s'effectue ensuite en quatre étapes :

- les enveloppes sont filtrées à "longue période", c'est à dire pour des périodes supérieures à 40 s,
- les enveloppes à "courte période" (40 s) sont ensuite prises en considération,
- addition de la phase instantanée du cross-corrélogramme filtré à 60 ou 80 s, dépendant de la fréquence centrale choisie pour les enveloppes "longue période". Une fois les enveloppes filtrées à longue et courte période, l'ajout de la phase en commençant par les longues périodes permet d'éviter des sauts de 2π .
- addition de la phase à "courte période".

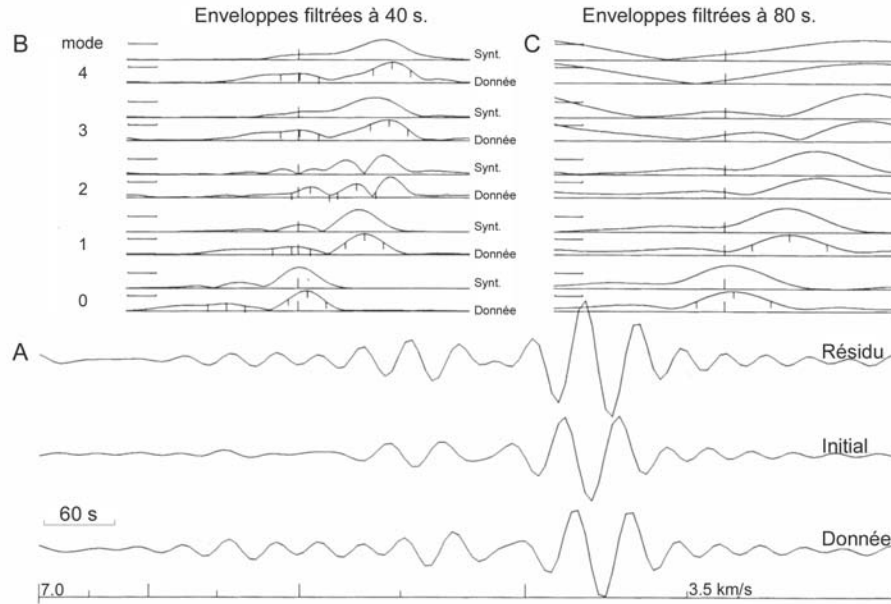


Figure 5 : Exemple de situation avant inversion, pour un événement enregistré dans le cadre du projet Australien SKIPPY (cf. Debayle, 1999).

- A) Sismogramme observé ("Donnée"), sismogramme synthétique calculé pour le modèle initial ("Initial"), différence ("Résidu").
- B) Enveloppes des fonctions de cross-corrélation filtrées à 40 s (B) et à 80 s (C), pour des modes variant de 0 (mode fondamental) à 4 (4^{ème} harmonique).

Pour chaque mode et chaque période, la partie inférieure correspond aux cross-corrélations entre le mode pur synthétique et la donnée, tandis que la partie supérieure correspond aux cross-corrélations avec le sismogramme synthétique complet. La barre verticale au centre de chaque diagramme indique le temps de référence $t=0$. Les barres verticales sur chacun des lobes indiquent les points échantillonnés pour l'inversion (les observables secondaires). Dans la méthode de Cara et Lévêque (1987), trois valeurs sont échantillonnées après inspection visuelle sur chacun des lobes. Dans la méthode automatisée, l'information sur la cross-corrélation est sur-paramétrisée, autorisant plusieurs lobes à être échantillonnés.

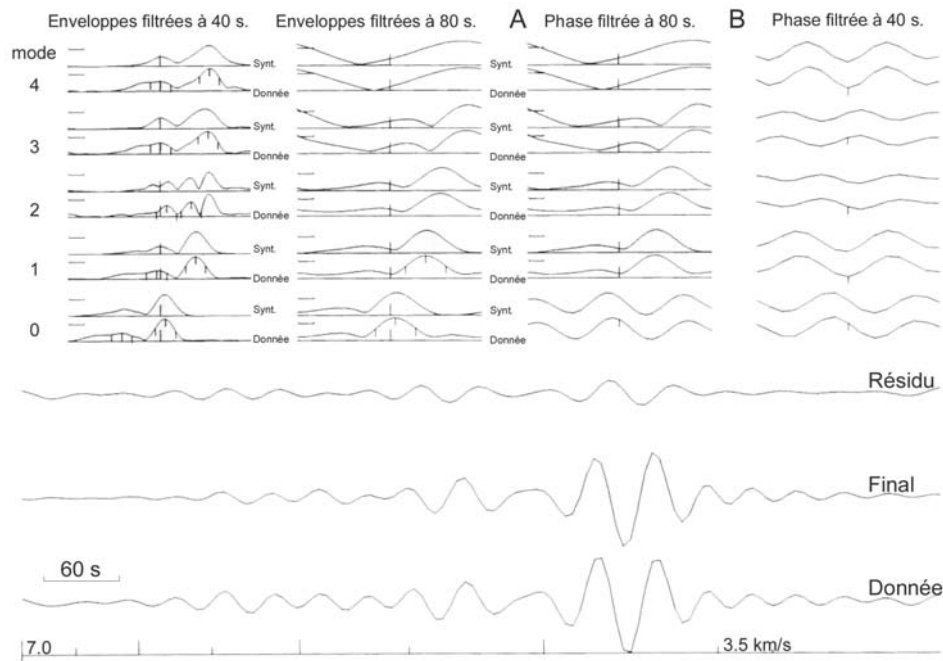


Figure 6 : Exemple de situation après inversion automatisée, pour le même événement que ci-dessus. La phase instantanée des fonctions de cross-corrélations filtrées à 80 (A) et 40 s (B) a été ajoutée dans la dernière étape de la méthode.

A chaque étape, les observables secondaires sont choisies selon 3.3.1, et le résultat de l'étape est évalué par calcul du χ^2 , qui permet d'estimer l'adéquation entre la donnée réelle (observable secondaire) et la donnée calculée. Le passage à l'étape suivante est autorisée si et seulement si χ^2 est faible, ou la réduction de variance importante (Debayle, 1999). A la fin de la quatrième étape, l'inversion est réussie si le modèle final explique bien le sismogramme réel, et si l'algorithme a convergé vers une solution unique. Deux sécurités sont introduites dans l'automatisation de la procédure (Debayle et Kennett, 2000b) : les trajets inférieurs à 1000 km ne sont pas analysés, l'inversion est réalisée à une certaine période seulement si la distance entre l'épicentre et la station est au moins 3 fois supérieure à la longueur d'onde pour cette période. Ces choix permettent de s'assurer que la station se situe dans le champ lointain de la source et que la gamme de fréquence utilisée est telle que l'approximation au grand cercle est valide.

3.4. Principes de la régionalisation continue

Lorsque les ondes de surface se propagent entre un épicentre et une station, elles traversent des provinces tectoniques variées. Dans le cadre de l'utilisation de la méthode de Cara et Lévêque (1987), l'information obtenue par analyse d'une onde de surface est moyennée sur le trajet, quelles que soient les provinces tectoniques traversées. Le but des techniques de régionalisation est de pouvoir remonter aux structures locales. Après modélisation des sismogrammes synthétiques et détermination des modèles 1D le long de chaque trajet épicentre-station, la seconde étape de la méthode utilisée consiste en une combinaison de tous ces modèles 1D dans une inversion tomographique. On utilise l'algorithme de régionalisation continue de Montagner (1986b).

La **régionalisation en fonction de la tectonique de surface** consiste en une subdivision de la région d'étude en un nombre donné de provinces tectoniques, pour lesquelles on va essayer de retrouver un modèle de vitesse compatible avec les données observées.

Dans la **régionalisation continue** par contre, on n'introduit pas de paramétrisation *a priori* du modèle en fonction de régions tectoniques. On n'a ainsi pas besoin de définir des limitations *a priori* entre des provinces tectoniques supposées suffisamment homogènes pour pouvoir être décrites par un modèle unique. Au contraire, la régionalisation continue consiste à augmenter à l'infini le nombre de provinces, en faisant tendre leur taille vers zéro. L'idée est de retrouver la distribution des paramètres inversés en fonction de la profondeur ou de la période, en chaque point géographique de la région d'étude, de manière à établir des cartes de variations latérales du paramètre inversé pour une profondeur ou une période donnée, qu'il s'agisse de la vitesse ou du facteur de qualité, par exemple. En augmentant de façon infinie le nombre de provinces tectoniques, on augmente de la même manière le nombre de paramètres du modèle. Le problème inverse devient alors sous-déterminé, et il faut introduire une information *a priori* sur le modèle.

Cette information sur le modèle est définie par un modèle *a priori* et une fonction de covariance *a priori* sur le modèle (Montagner, 1986b):

$$C_{po}(r, r') = \Gamma(r) \Gamma(r') \exp\left(\frac{-\Delta r'^2}{2L_{corr}^2}\right) \quad (1)$$

Cette fonction de covariance permet d'obtenir un modèle tomographique lissé en supposant une corrélation gaussienne entre des points géographiques voisins, avec une longueur de corrélation horizontale L_{corr} , agissant comme un filtre spatial contraignant le lissage latéral du modèle, un écart-type $\Gamma(r)$, contrôlant l'amplitude de la perturbation autorisée dans l'inversion, et une distance $\Delta r'$ entre deux points géographiques r et r' .

Une matrice de covariance *a posteriori* est également définie. Soit C_m cette matrice, et C_{m0} la matrice de covariance *a priori*. On a :

$$C_m = (I - R)C_{m0}$$

avec I , la matrice identité. La racine carrée des termes diagonaux de la matrice de covariance *a posteriori* représente les écarts-types *a posteriori*, qui correspondent aux barres d'erreurs sur les paramètres inversés. Lorsque la résolution est nulle, la covariance *a posteriori* est égale à la covariance *a priori*.

Les précédentes tomographies régionales d'ondes de surface, réalisées pour le continent sud américain (Silveira et Stutzmann, 2002; Silveira et al., 1998; Van der Lee et al., 2001), donnent une idée de l'amplitude des anomalies de vitesse des ondes Sv auxquelles on peut s'attendre. Nous avons adopté une valeur de 0.05 km.s^{-1} pour l'écart-type *a priori* sur le modèle de vitesse des ondes Sv, ce qui autorise des perturbations de β_v pouvant atteindre 15%.

Le choix de la longueur de corrélation résulte d'un compromis entre :

- la physique des ondes de surface, dont les longueurs d'ondes imposent la taille minimale des structures que l'on peut résoudre,
- et la couverture en trajets disponible.

Physiquement, la longueur de corrélation devrait représenter la largeur de sensibilité aux paramètres élastiques d'une onde de surface qui se propage suivant le grand cercle. L'obtention d'un modèle lissé revient à affecter aux zones non échantillonnées des valeurs interpolées à partir des zones résolues les plus proches, ce qui évite de forts gradients dus à des couvertures en rais souvent inhomogènes.

Dans le cadre de l'application de la méthode au continent australien, caractérisé par des provinces tectoniques de grande échelle, à l'image de l'Amérique du Sud, plusieurs tests ont été réalisés avec des variations du paramètre L_{corr} (Debayle, 1999). La conclusion de ces essais fut que ce paramètre n'influence pas de façon prononcée les résultats.

De la même manière, trois essais ont été réalisés à partir des données enregistrées à l'échelle du continent sud américain. Des longueurs de corrélation égales à 200, 400 et 800 km ont été testées afin de voir quels types de différences ce paramètre pouvait induire dans l'inversion tomographique (Fig. 7).

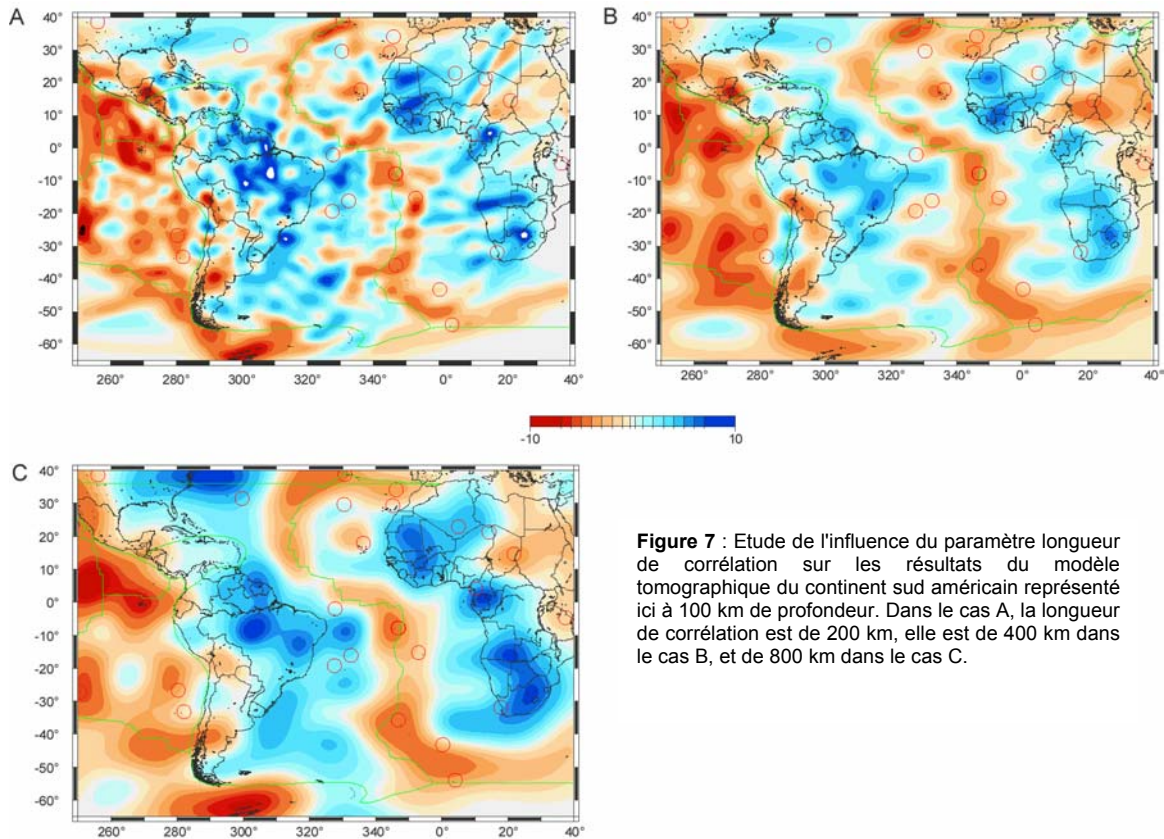


Figure 7 : Etude de l'influence du paramètre longueur de corrélation sur les résultats du modèle tomographique du continent sud américain représenté ici à 100 km de profondeur. Dans le cas A, la longueur de corrélation est de 200 km, elle est de 400 km dans le cas B, et de 800 km dans le cas C.

Mise à part une imagerie plus détaillée des variations latérales de vitesse dans le manteau supérieur sous le continent sud américain, le paramètre longueur de corrélation n'a pas grande influence sur les structures mises en évidence. La couverture en rais dont nous disposons (cf. 4.1.3.) est suffisamment homogène pour que la longueur de corrélation horizontale choisie soit inférieure à 800 km. Le risque, en choisissant une longueur de corrélation trop grande, est d'obtenir un modèle lissé sur de grandes longueurs d'onde, qui ne pourrait expliquer correctement les données. Cependant, la couverture en rais n'est pas suffisamment homogène, tous modes confondus, pour permettre une longueur de corrélation de l'ordre de 200 km. Par conséquent, compte-tenu de la couverture en rais, et de la longueur d'onde des ondes de surface qui impose la taille minimale des structures que l'on peut résoudre, une longueur de corrélation de 400 km correspond à un bon compromis.

3.5. Ondes de surface et anisotropie sismique

La présence d'anisotropie dans le manteau a été mise en évidence dans le début des années 60, suite à l'observation par Aki et Kaminuma (1963), puis par Mc Evilly (1964), d'une incompatibilité entre les composantes Love et Rayleigh d'un même séisme. Un modèle isotrope simple ne permet pas de résoudre cette incompatibilité, il faut introduire la notion d'anisotropie. La façon la plus simple de le faire est de permettre aux ondes SV et SH, les deux paramètres élastiques les mieux résolus respectivement par les ondes de Rayleigh et de Love, de se propager à des vitesses différentes. Lorsque les ondes de Love et de Rayleigh sont inversées simultanément, on met alors en évidence une "**anisotropie de polarisation**", c'est à dire la différence, en fonction de la polarisation, de la vitesse des ondes. Les ondes de surface permettent également la mise en évidence d'une "**anisotropie azimutale**", dans la mesure où les vitesses de phase et de groupe des ondes de surface varient en fonction de l'azimut du trajet dans un milieu faiblement anisotrope (Smith et Dahlen, 1973).

La variation azimutale de la vitesse de phase ou de groupe des ondes de surface s'exprime, à une période donnée, par (Smith et Dahlen, 1973) :

$$C(\phi) = A_1 + A_2 \cos 2\phi + A_3 \sin 2\phi + A_4 \cos 4\phi + A_5 \sin 4\phi \quad (2)$$

Dans cette expression, A_2 , A_3 , A_4 et A_5 représentent des coefficients qui dépendent des propriétés élastiques du milieu et de la période. ϕ est l'azimut de la direction de propagation. A_1 représente le terme isotrope. Montagner et Nataf (1986) montrent que les paramètres A_1 , A_2 , A_3 , A_4 et A_5 , dépendent d'un certain nombre de combinaisons linéaires des paramètres élastiques C_{ijkl} , via un ensemble de dérivées partielles correspondant à celles d'un milieu transverse isotrope d'axe vertical. Ainsi, pour la vitesse de phase d'une onde de Rayleigh se propageant horizontalement selon l'azimut ϕ , on peut écrire :

$$\begin{aligned} \delta C_R = & \frac{\partial C_R}{\partial A} (\delta A + B_c \cos 2\theta + B_s \sin 2\theta + C_c \cos 4\theta + C_s \sin 4\theta) \\ & + \frac{\partial C_R}{\partial C} \delta C + \frac{\partial C_R}{\partial F} (\delta F + H_c \cos 2\theta + H_s \sin 2\theta) \\ & + \frac{\partial C_R}{\partial L} (\delta L + G_c \cos 2\theta + G_s \sin 2\theta) \end{aligned} \quad (3)$$

Alors que pour l'onde de Love, on a :

$$\begin{aligned} \delta C_L = & \frac{\partial C_L}{\partial L} (\delta L - G_c \cos 2\theta - G_s \sin 2\theta) \\ & + \frac{\partial C_L}{\partial N} (\delta N - C_c \cos 4\theta - C_s \sin 4\theta) \end{aligned} \quad (4)$$

Les termes B_c , B_s , C_c , C_s , H_c , H_s , G_c et G_s , dépendent des coefficients élastiques selon :

$$B_c = (C_{11} - C_{22})/2$$

$$B_s = C_{16} + C_{26}$$

$$C_c = (C_{11} + C_{22})/8 - (C_{12})/4 - (C_{66})/2$$

$$C_s = (C_{16} - C_{26})/2$$

$$H_c = (C_{13} - C_{23})/2$$

$$H_s = C_{36}$$

$$G_c = (C_{55} - C_{44})/2$$

$$G_s = C_{54}$$

En pratique, on peut inverser les vitesses de phase pour obtenir les combinaisons linéaires des paramètres élastiques (G_c , G_s ...) en utilisant les expressions données, par exemple, par Takeuchi et Saito (1972) pour les dérivées partielles. Les combinaisons de paramètres élastiques les mieux résolues sont celles associées aux dérivées partielles les plus importantes. Montagner et Nataf (1986) montrent que dans le cas des ondes de Rayleigh, ce sont les paramètres G_c et G_s qui sont associés aux dérivées partielles les plus importantes, alors que dans le cas des ondes de Love, ce sont les paramètres C_c et C_s . A partir des équations 3 et 4, ce sont donc les combinaisons des paramètres élastiques

$$\hat{\delta L} = \delta L + G_c \cos 2\phi + G_s \sin 2\phi \quad (5)$$

qui sont les mieux résolues pour les ondes de Rayleigh, alors que pour les ondes de Love, il s'agit de :

$$\hat{\delta N} = \delta N - C_c \cos 4\phi - C_s \sin 4\phi \quad (6)$$

Lévêque et al. (1998) montrent que ces deux combinaisons de paramètres élastiques sont celles qui contrôlent, dans le cadre d'une approximation longue période, la vitesse des ondes S_V et S_H se propageant horizontalement selon l'azimut ϕ . Ceci confirme que pour un milieu anisotrope général (i.e. sans faire d'hypothèse sur la symétrie du milieu) c'est la vitesse des ondes S_V et S_H , à la période et au mode considérés, qui influence la variation de premier ordre de la vitesse de phase des ondes de surface.

Pour cette application de la méthode de Cara et Lévêque (1987), nous suivons le formalisme décrit par Lévêque et al. (1998). Dans cette thèse, nous avons choisi d'analyser uniquement des ondes de Rayleigh, et nous nous intéressons donc particulièrement à la variation azimutale de la vitesse des ondes S_V .

Lévêque et al. (1998) montrent que dans le cas de l'analyse d'ondes de Rayleigh, la méthode de Cara et Lévêque (1987) permet d'obtenir un modèle moyen de vitesse d'ondes S_V , $\hat{\beta}_V(z)$, compatible avec

le sismogramme observé. A chaque profondeur z on peut écrire, pour un trajet donné, et pour chaque point d'abscisse curviligne s le long du trajet épicentre-station :

$$\frac{1}{\delta\beta_v} = \frac{1}{L} \int \frac{1}{\delta\beta_{vloc}} ds \quad (7)$$

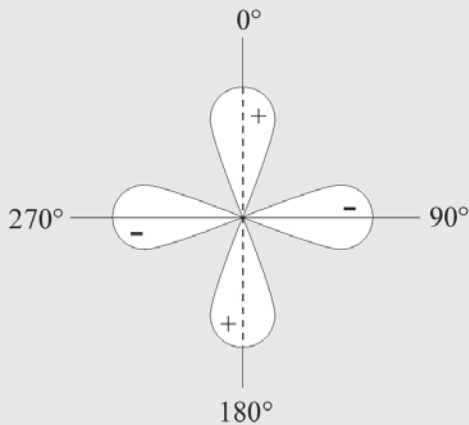
avec :

$$\delta\beta_{vloc} = \delta\beta_{v0} + A_1 \cos 2\phi + A_2 \sin 2\phi \quad (8)$$

$\delta\beta_{vloc}$ est la perturbation de vitesse en un point géographique, qui se décompose en un terme isotrope et un terme anisotrope, décrit par les termes en A_1 et A_2 . On a :

$$A_1 = \frac{G_C}{2\rho\beta_v} \quad \text{et} \quad A_2 = \frac{G_S}{2\rho\beta_v}$$

L'algorithme de régionalisation continue (Montagner, 1986b) permet de retrouver les termes $\delta\beta_{v0}$, A_1 et A_2 de l'équation (8). Il permet d'inverser conjointement les termes isotropes et anisotropes, si la couverture azimutale est bonne. Un minimum de trois rais avec des azimuts différents, se croisant dans une cellule de dimension égale à la longueur de corrélation horizontale du modèle, doit suffire en théorie à déterminer l'anisotropie azimutale des ondes de Rayleigh. Dans les cartes présentées ultérieurement, les valeurs des paramètres anisotropes A_1 et A_2 seront représentées par des flèches dont la direction montrera la direction de propagation rapide des ondes S_v . La taille de la flèche sera proportionnelle au pourcentage crête-crête d'anisotropie azimutale.



Pourcentage crête-crête d'anisotropie azimutale...

Les termes $A_1 \cos 2\phi$ et $A_2 \sin 2\phi$ contrôlent l'anisotropie azimutale du modèle. Le schéma ci-contre représente les variations du terme $(A_1 \cos 2\phi + A_2 \sin 2\phi)$ pour des valeurs de ϕ variant de 0 à 360°, et pour $A_1=1$ et $A_2=0$. Lorsque A_1 et A_2 varient, la taille et l'amplitude des différents lobes changent. Ce qui sera représenté ultérieurement sur les cartes d'anisotropie correspond à la ligne reliant les deux extremums de la fonction $(A_1 \cos 2\phi + A_2 \sin 2\phi)$, et schématisée sur le dessin ci-contre par la ligne en pointillés. Il y a une direction de propagation rapide selon laquelle $\delta\beta_{loc}$ est maximale et une direction de propagation lente selon laquelle $\delta\beta_{loc}$ est minimale. L'amplitude crête-crête de l'anisotropie est alors donnée par $2\sqrt{A_1^2 + A_2^2}$ et le pourcentage

d'anisotropie crête-crête par $100 * \frac{2\sqrt{A_1^2 + A_2^2}}{\beta_v}$.

Dans le manteau, l'anisotropie sismique azimutale est généralement attribuée à une orientation préférentielle des minéraux anisotropes. Cette orientation préférentielle de réseau est induite par la déformation des cristaux par fluage-dislocation. Les minéraux principalement concernés sont ceux ayant une forte anisotropie élastique intrinsèque, en particulier l'olivine et, dans une moindre mesure, l'orthopyroxène (OPX) et le clinopyroxène (CPX). Les valeurs d'anisotropie déterminées par Verma (1960) pour l'olivine, étant importantes, on peut raisonnablement admettre qu'une roche composée de tels minéraux anisotropes est elle aussi anisotrope. Cette propriété n'est cependant vérifiée que si les axes cristallographiques des minéraux qui composent la roche sont orientés de façon non aléatoire. Ils ont alors développé une orientation préférentielle de réseau (OPR), induite par la déformation.

L'OPR des cristaux requise pour transférer l'anisotropie intrinsèque des minéraux à une roche, est conditionnée par la déformation. Dans le manteau supérieur, à l'échelle du cristal, la déformation est accommodée par des glissements intracrystallins. Une des conséquences de la propagation de dislocations dans les cristaux étant la réorientation du réseau cristallin, les conditions sont favorables à l'apparition de l'anisotropie sismique à l'échelle de la roche. Le minéral le plus répandu dans le manteau supérieur étant l'olivine (présent à plus de 70%), c'est l'OPR de ce minéral qui contrôle majoritairement l'anisotropie sismique à grande échelle. La direction de propagation rapide des ondes

S_V est parallèle à la direction de déformation cisailante qui réoriente les cristaux d'olivine dans le manteau, et donc parallèle à l'orientation préférentielle de l'axe [100] des cristaux d'olivine (voir Chapitre 4).

4. Application de la méthode aux données du continent sud américain

4.1. Mise en œuvre du modèle

4.1.1. Choix des stations sismologiques

L'un des paramètres permettant d'obtenir une bonne résolution latérale, outre la longueur d'onde, est la couverture en rais. La carte de sismicité historique de l'Amérique du Sud, et des domaines océaniques alentours (Chapitre 1 - Fig. 4), permet de définir les principales zones sismogéniques de la région d'étude :

- la zone de subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud américaine, associée à la fois à des séismes superficiels et des séismes plus profonds, jusqu'à 700 km de profondeur, malgré une lacune sismique entre 300 et 500 km,
- les zones de subduction associées à l'arc des Antilles, des Sandwichs, ainsi qu'à l'Amérique Centrale, également sources de sismicité profonde, jusqu'à 300 km,
- les dorsales océaniques (rides du Chili, Carnegie, Cocos, dorsales est Pacifique et médio-atlantique), associées à de la sismicité relativement superficielle, généralement comprise entre 0 et 33 km de profondeur.

Toutes les stations sismologiques du réseau global permettant de prétendre à la meilleure couverture azimutale possible ont été sélectionnées. Cette sélection permet d'atteindre un total de 44 stations sismologiques (liste en annexe 2), certaines d'entre elles fonctionnant depuis 1976 (ZOBO), et depuis 1998 pour les plus récentes (KOWA et PAYG). Afin d'optimiser la couverture azimutale, des données provenant de réseaux temporaires ont été ajoutées :

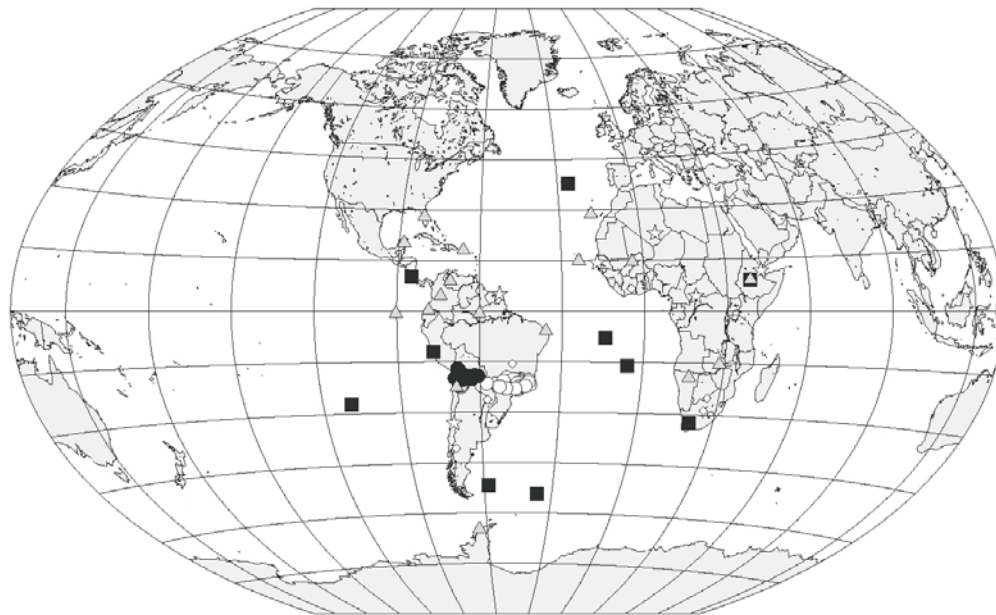
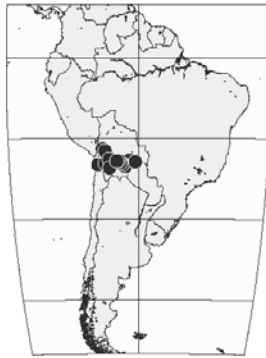
- Le réseau BANJO : Broadband ANdean JOint experiment (Beck et al., 1996). Il s'agit d'un projet international consistant en un déploiement de 23 stations sismologiques large-bande,

d'avril 1994 à septembre 1995, le long d'un profil EW, s'étendant du nord du Chili à la plaine du Chaco, en passant par la Bolivie.

- Le réseau APVC : Altiplano Puna Volcanic Complex experiment (Wallace et al., 1997). Il s'agit également d'un projet international dans le cadre duquel 8 stations sismologiques large-bande ont été déployées d'octobre 1996 à septembre 1997, dans la partie bolivienne du complexe volcanique Altiplano-Puna.
- Le réseau BLSP : Brazilian Lithosphere Seismic Project (James et al., 1993). Ce projet a débuté en 1992. Le réseau a comporté, au total, 28 stations sismologiques large-bande (voir chapitre 3).

Au total, les données enregistrées par 103 stations sismologiques large-bande, dont la localisation est représentée figure 8, ont été utilisées.

Stations du réseau BANJO
(Broadband ANdean JOint experiment)



IRIS-GTSN
 IRIS-IDA
 IRIS-USGS
 GEOSCOPE
 BLSP
 BANJO
 APVC



Stations du réseau APVC
(Altiplano Puna Volcanic Complex)



Stations du réseau BLSP
(Brazilian Lithosphere Seismic Project)

Figure 8 : Localisation de l'ensemble des stations sismologiques large-bande dont les données ont été utilisées pour la construction du modèle tomographique. Les différents symboles correspondent aux réseaux d'appartenance des sismomètres. Les 3 cartes séparées représentent la localisation des stations des différents réseaux temporaires : BANJO, APVC et BLSP.

4.1.2. Requêtes et traitements préliminaires

Les données des stations sélectionnées ont été récupérées aux centres de données IRIS et GEOSCOPE. La localisation et l'heure origine "centroïde" du séisme sont extraites du catalogue de Harvard (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>). Cette détermination fait appel aux ondes de volume à longue période, ainsi qu'aux ondes de surface. Elle donne la localisation ainsi que l'heure de l'événement. Ces paramètres sont nécessaires au calcul de l'excitation à la source dans le calcul du sismogramme synthétique. Les erreurs de localisation des séismes peuvent induire une erreur sur l'estimation du modèle de vitesse le long de chaque rai. Pour chaque séisme, si l'azimut du trajet est proche d'un nœud dans le diagramme d'excitation à la source des ondes de Rayleigh, la phase et l'amplitude à la source varient rapidement avec l'azimut. Une faible erreur de localisation de l'épicentre, ou d'orientation du mécanisme, est alors équivalente à une erreur sur l'azimut et se répercutera sur la détermination de la phase et de l'amplitude à la source (Debayle, 1999). Cependant, ces erreurs de localisation n'ont aucune raison d'être cohérentes d'un rai à l'autre, dans la mesure où les rais étudiés correspondent à des séismes ayant des mécanismes au foyer ou des profondeurs focales différentes. Par conséquent, ces erreurs éventuelles seront moyennées dans l'inversion tomographique à partir du moment où un nombre important de trajets ayant des azimuts et des sources différentes seront utilisés pour contraindre les structures.

Des informations sur la réponse instrumentale de la station d'enregistrement sont également nécessaires afin de pouvoir transformer le déplacement du sol en un signal directement comparable au sismogramme enregistré. Les données sont ensuite triées en fonction du rapport signal sur bruit, qui doit être supérieur à 3 (cf. 3.3.2.)

4.1.3. Couverture en trajets

1368 événements ayant eu lieu entre 1987 et 2001 ont été sélectionnés, et 5850 sismogrammes ont été analysés. Le mode fondamental a été considéré dans l'inversion pour 5774 sismogrammes, et les harmoniques de rang 1, 2, 3 et 4 ont été pris en compte pour, respectivement, 1895, 1861, 2737 et 1464 trajets (Tableau 1 et Fig. 9).

5845 trajets ont été modélisés pour une période de 50 s, 5712 pour une période de 70 ou 90 s, et 2613 pour une période de 120 ou 160 s, la gamme de périodes sur laquelle le mode fondamental et les quatre premiers harmoniques des ondes de Rayleigh étant analysés s'étendant de 50 à 160 s.

Nombre de trajets	5850
Modélisés pour le mode fondamental :	5774
Harmonique de rang 1 :	1895
Harmonique de rang 2 :	1861
Harmonique de rang 3 :	2737
Harmonique de rang 4 :	1464
Nombre de trajets modélisés à 50 s :	5845
70 ou 90 s :	5712
120 ou 160 s :	2613

Tableau 1 : Tableau récapitulant le nombre de trajets modélisés en fonction du mode fondamental, du rang de l'harmonique, et de la période considérés.

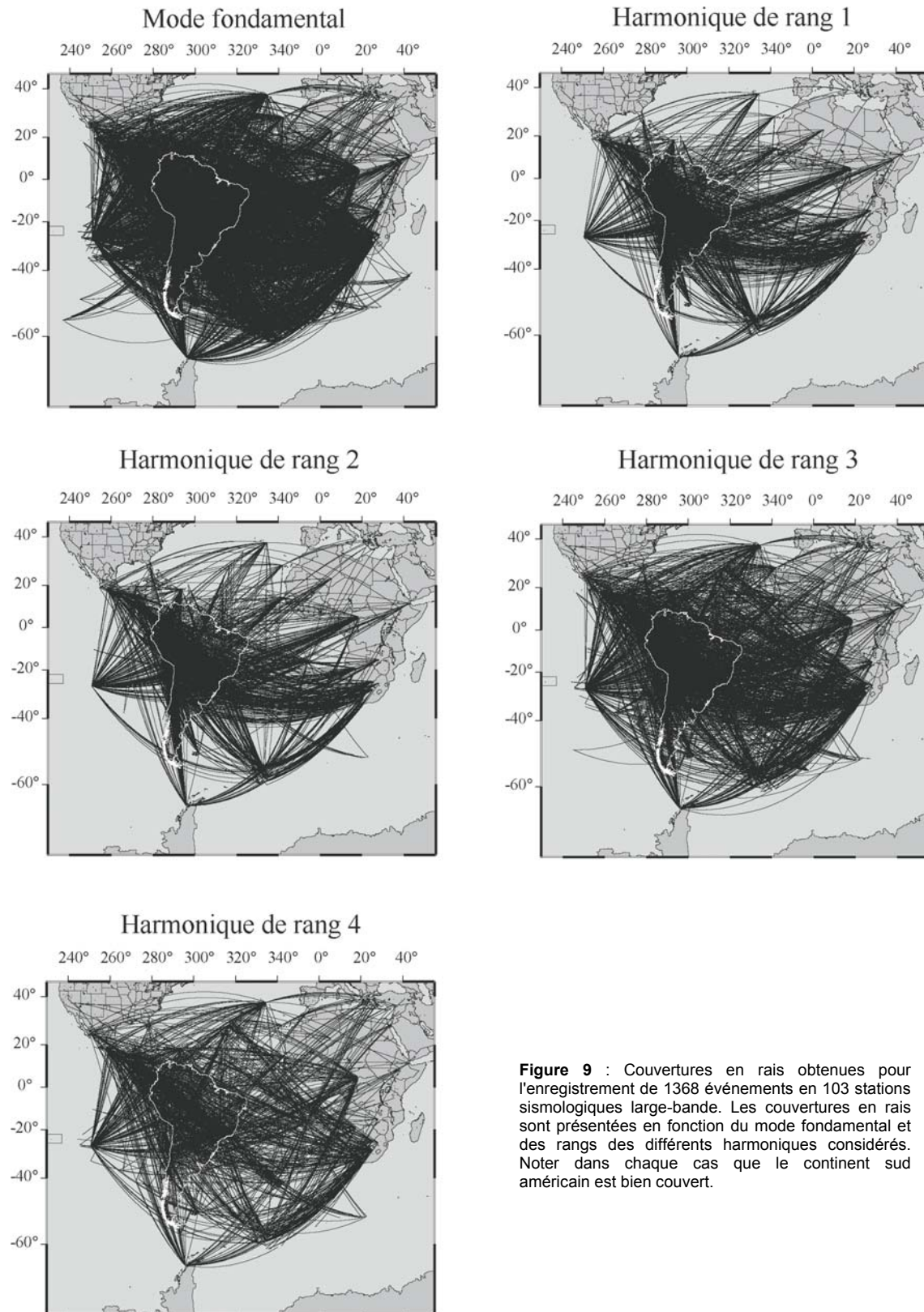


Figure 9 : Couvertures en rais obtenues pour l'enregistrement de 1368 événements en 103 stations sismologiques large-bande. Les couvertures en rais sont présentées en fonction du mode fondamental et des rangs des différents harmoniques considérés. Noter dans chaque cas que le continent sud américain est bien couvert.

La couverture en trajets est très dense (Fig. 9). Il semble raisonnable de penser que l'on peut s'affranchir de l'éventuel biais dû à des erreurs sur les paramètres source (cf. 4.1.2). Pour mieux évaluer l'homogénéité de la couverture en rais, des cartes de densité de trajets par cellule de dimensions définies ($4^\circ \times 4^\circ$, soit approximativement 400×400 km), l'équivalent de la longueur de corrélation horizontale choisie, ont été réalisées à l'aide d'un programme de S. Pilidou (université de Cambridge) (Fig. 10). Le continent sud américain a une couverture en rais hétérogène, mais beaucoup plus dense que les domaines océaniques environnants. La Patagonie et le nord-est de l'Amérique du Sud sont en effet moins bien couverts que le reste du continent, avec une moyenne de 100 à 200 trajets par cellule, contre une moyenne de 400 à 500 trajets dans les domaines bien échantillonnés (zone triangulaire, Fig. 10). Cette tendance, vérifiée aussi bien pour le mode fondamental que pour les différents harmoniques, dépend de la localisation des stations sismologiques ainsi que des zones sismogéniques.

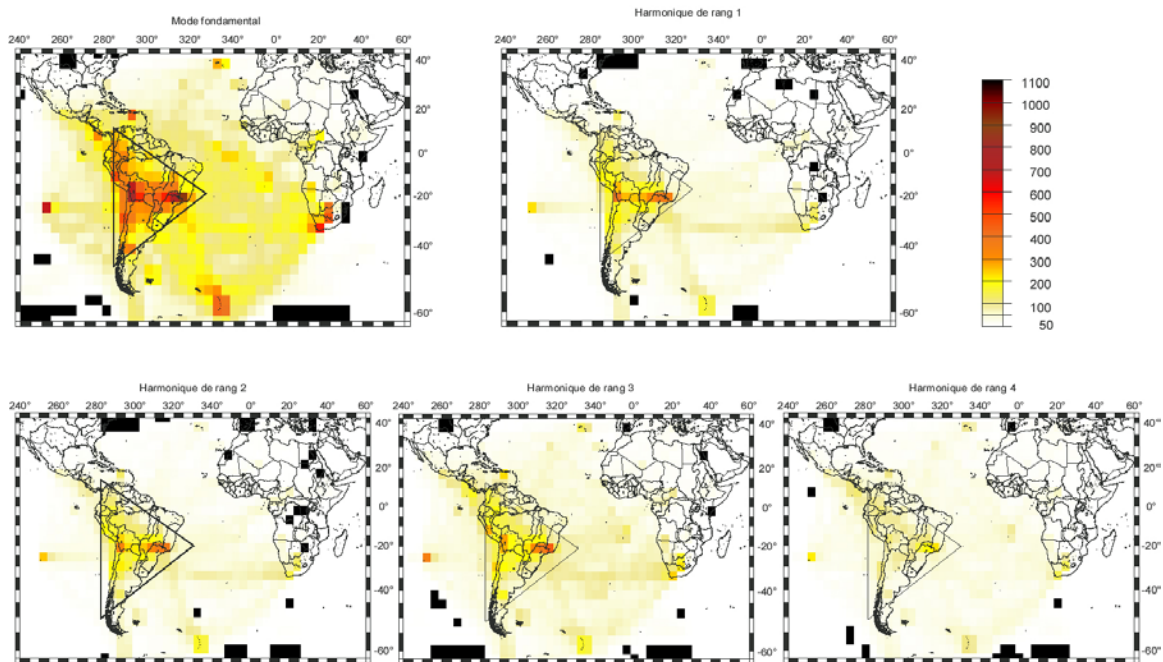


Figure 10 : Cartes de densité de rais obtenues dans la zone d'étude (programme de S. Pilidou, Université de Cambridge). Les cellules ont pour dimension $4^\circ \times 4^\circ$. Les cartes sont représentées en fonction du mode fondamental et des rangs des différents harmoniques étudiés. Le triangle noir symbolise la région du continent sud américain dans laquelle la densité de rais est maximale.

4.1.4. Correction crustale

La méthode d'inversion de forme d'ondes utilisée impose le calcul d'un sismogramme synthétique dans un modèle de Terre initial. Pour chaque trajet épicentre-station une structure crustale moyenne est déterminée, complétée en profondeur à l'aide du modèle de Terre initial, PREM (Dziewonski et Anderson, 1981). La plus petite période de la gamme d'étude a été fixée à 50 s, permettant ainsi de s'affranchir des problèmes dus aux fortes variations latérales de vitesse de propagation des ondes dans les couches superficielles de la Terre. Cependant, une correction crustale a été réalisée pour chacun des 5850 trajets.

Mc Connell et al. (1966) ont réalisé une compilation de profils de sismique réfraction dans le but de déterminer l'épaisseur crustale à l'échelle du globe. Cummings et al. (1971) ont raffiné ce modèle, puis Soller et al. (1982) ont publié un nouveau modèle, toujours à partir de données de sismique réfraction, mais en y rajoutant des données concernant la vitesse des ondes Pn (ondes se propageant le long du Moho). Ce modèle, plus complet que les précédents, demeure assez "grossier" comparativement aux données actuellement disponibles.

Plus récemment, deux modèles crustaux globaux, ont été développés : le modèle *a priori* 3SMAC "*Three-dimensional Seismological Model A priori Constrained*" (Nataf et Ricard, 1996) et le modèle CRUST 5.1 (Mooney et al., 1998). Ces deux modèles permettent d'appréhender l'épaisseur crustale à l'échelle du globe, sur une grille de 2°x2° pour 3SMAC, et 5°x5° pour CRUST 5.1. Depuis 1998, le modèle CRUST 5.1 a été raffiné, pour atteindre une résolution similaire à 3SMAC (modèle CRUST 2.0, Laske et al., 2000, <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html>). Notons que 3SMAC n'est pas limité à la croûte, mais fournit également des informations sur le manteau supérieur.

4.1.4.1. Le modèle 3SMAC

Il s'agit d'un modèle 3D *a priori* du manteau supérieur, compatible avec les données obtenues par les méthodes géophysiques. L'idée est de prédire les variations des paramètres observables tels que la vitesse des ondes P et S, à partir d'une compilation de toutes les informations disponibles sur la topographie, l'épaisseur des sédiments, l'épaisseur et la structure crustale ainsi que sur la minéralogie. L'élaboration de ce modèle comprend quatre étapes :

- Détermination de la composition des différentes enveloppes : eau, croûte, manteau,
- estimation des paramètres thermodynamiques majeurs qui contrôlent la minéralogie et les relations constitutives du matériau : pression et température,
- détermination de la minéralogie à partir des diagrammes de phase à l'équilibre,

- calcul des paramètres sismologiques tels que ρ , V_p , V_s et le facteur de qualité Q , à partir de mesures expérimentales, en fonction de la température et de la pression, pour tous les minéraux.

Une attention particulière a été portée aux variations d'épaisseur crustale, car elles contribuent de façon significative aux hétérogénéités latérales imagées par les ondes de volume et de surface. Dans les océans, une épaisseur uniforme de 7 km a été attribuée à la croûte (White et al., 1992). Une correction est ensuite réalisée afin de prendre en compte les plateaux océaniques, les chaînes de montagnes océaniques, et les régions où l'épaisseur crustale est réduite (Colin et Fleitout, 1990).

Sous les continents, l'épaisseur crustale est connue de façon hétérogène. Des compilations de données à l'échelle $2^\circ \times 2^\circ$ ont été utilisées (Allenby et Schnetzler, 1983; Belyaevsky et Volkovsky, 1980; Meissner et al., 1987). Pour l'Eurasie, une base de données à l'échelle $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ a été utilisée (Fielding et al., 1993).

Le géotherme est relativement bien contraint dans la lithosphère océanique par la bathymétrie et les études de flux de chaleur. En domaine continental, l'âge de la croûte pouvant être erroné en certaines régions, une régionalisation grossière a été adoptée. Elle comporte trois catégories : cratons archéens, plate-formes continentales stables, régions tectoniques actives. Dans chaque région, l'âge et l'épaisseur de la plaque sont constants.

4.1.4.2. Le modèle CRUST 2.0

Le modèle de croûte CRUST 2.0, version affinée du modèle CRUST 5.1 (Mooney et al., 1998), représente les paramètres V_p , V_s et ρ . La résolution du modèle résulte d'un compromis, afin de pouvoir rendre compte de la distribution globale non uniforme, à grande échelle, des observations sismiques de terrain et de résoudre des variations latérales, à plus petite échelle, des propriétés crustales. Les données proviennent de campagnes de sismique, et sont extrapolées globalement pour des régions de géologie et de tectonique similaires pour lesquelles aucune donnée n'était disponible. Le globe a été préalablement subdivisé en grandes provinces supposées avoir les mêmes caractéristiques : provinces d'âge archéen, provinces d'âge protérozoïque, zones de rifts...

Dans chaque cellule du modèle, les propriétés crustales sont définies par 7 couches de référence, et dans chaque couche, la détermination de V_p est basée sur des mesures de terrain, tandis que V_s et ρ sont estimées par des relations empiriques. Plus de 2000 mesures de terrain sont prises en compte, permettant une généralisation des données en un nombre fixe de "croûtes types". 14 types de croûte ont ainsi été définis, et un type a été attribué à chacune des cellules, en se référant à la nature des terrains ainsi qu'à leur âge moyen.

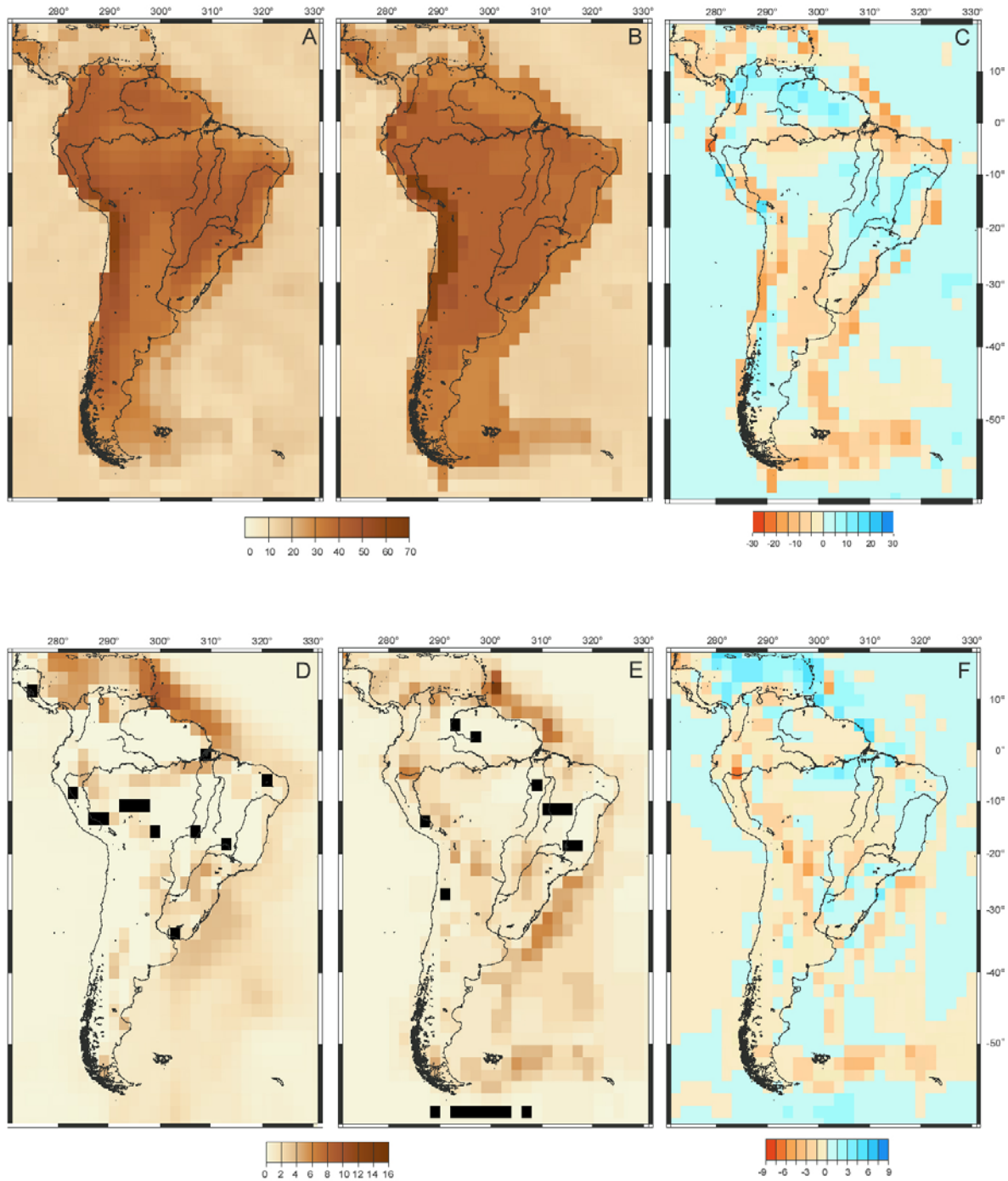


Figure 11 : Comparaison de la profondeur au Moho (en km) déterminée par les modèles 3SMAC (A) et CRUST2.0 (B). Représentation de la différence de profondeur du Moho entre le modèle 3SMAC et le modèle CRUST2.0 (C). Le dégradé de bleu correspond à des profondeurs du Moho (en km) plus importantes dans le modèle 3SMAC comparativement à CRUST2.0, tandis que le dégradé de rouge correspond à des profondeurs plus importantes dans le modèle CRUST2.0 par rapport au modèle 3SMAC. La valeur 0 indique la même profondeur dans les deux modèles.

Comparaison de l'épaisseur des sédiments (en km) déterminée par les modèles 3SMAC (D) et CRUST2.0 (E). Représentation de la différence de l'épaisseur des sédiments (en km) entre les modèles 3SMAC CRUST2.0 (F). Le dégradé de bleu correspond à des épaisseurs de sédiments (en km) plus importantes dans le modèle 3SMAC comparativement à CRUST2.0, tandis que le dégradé de rouge correspond à des épaisseurs plus importantes dans le modèle CRUST2.0 par rapport au modèle 3SMAC. La valeur 0 indique la même épaisseur dans les deux modèles.

4.1.4.3. Comparaison des deux modèles

Le modèle 3SMAC repose sur l'étude de la distribution de la pression, de la température et de la composition minéralogique en fonction de la profondeur. Les paramètres sismiques tels que la densité, la vitesse et l'atténuation sont alors estimés selon des mesures en laboratoire. 3SMAC repose donc essentiellement sur des estimations de paramètres en fonction de lois empiriques, mais également sur des données, telles l'épaisseur des sédiments. CRUST2.0 ne dépend à la base que de mesures provenant d'expériences de terrain, mesures extrapolées à l'échelle globale.

La profondeur du Moho ainsi que l'épaisseur des sédiments ont été représentées pour ces deux modèles à l'échelle de l'Amérique du Sud (Fig. 11). Qualitativement, ces cartes mettent en évidence d'importantes différences entre les deux modèles. Concernant la profondeur du Moho, le modèle 3SMAC est plus en accord avec la géologie de surface, notamment au Brésil, où la présence des différents domaines structuraux est beaucoup plus contrastée comparativement au modèle CRUST2.0 (grands bassins sédimentaires, provinces cratoniques... voir chapitre 1, Fig. 1, 7 et 9, droite). Par exemple, dans le bassin de l'Amazone, une étude récente (Krüger et al., 2002) à partir de fonctions récepteur a mis en évidence une profondeur du Moho variant de 38 km sous le bassin à 48 km au nord de celui-ci, variation que l'on retrouve dans 3SMAC et non dans CRUST2.0. Le bassin est également beaucoup plus contrasté dans 3SMAC comparativement à CRUST2.0 en terme d'épaisseur de sédiments (Fig. 11D, E, F). Des différences de profondeur du Moho importantes, pouvant atteindre 27.9 km, existent entre les deux modèles, mais elles sont très localisées, et n'excèdent jamais une superficie de plus de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$. De plus, pour les grands bassins sédimentaires, comme pour la Cordillère des Andes, la profondeur du Moho est systématiquement surestimée dans CRUST2.0 comparativement à 3SMAC (Fig. 11C), ou sous estimée dans 3SMAC comparativement à CRUST2.0. Cependant, dans la mesure où le modèle 3SMAC est plus en accord avec la géologie de surface et l'existence des divers domaines structuraux existants sur le continent sud américain, ce modèle semble plus adapté à la description de la croûte du continent. Les cartes d'épaisseur des sédiments (Fig. 11D et E) montrent également des différences entre les deux modèles, mais la tendance générale est la même dans les deux cas. Des variations de l'ordre de 7.5 km existent entre les deux modèles (Fig. 11F) mais leur extension latérale est très limitée, n'excédant pas la longueur d'une cellule du modèle, soit 2° .

Vp, Vs et ρ ont été représentés selon CRUST2.0 et 3SMAC pour un trajet entre un séisme ayant eu lieu au niveau de la Cordillère et la station KOGG en Guyane (Fig. 12). Ces modèles ont été moyennés sur la longueur du trajet. Cette représentation illustre les différences importantes existant entre les deux modèles, entre la surface et 40 km de profondeur.

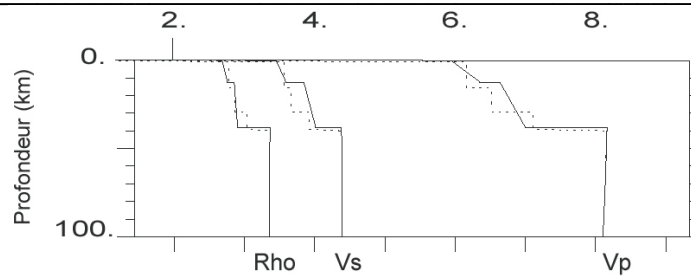


Figure 12 : Variations des valeurs des paramètres ρ , V_s et V_p pour un trajet traversant la Cordillère des Andes, et enregistré à la station KOG (Guyane) en fonction des deux modèles de croûte 3SMAC (en trait plein) et CRUST (en pointillé).

Dans le cadre de l'application de la méthode à l'Australie, l'effet de la variation de l'épaisseur crustale sur la détermination des modèles de vitesse 1D a été étudiée pour un trajet comportant une partie océanique et une partie continentale (Debayle et Kennett, 2000a). L'événement de référence a eu lieu à hauteur des îles Célèbes (ouest de Bornéo) et a été enregistré à la station permanente GEOSCOPE de Canberra, Australie. Une épaisseur moyenne de 32 km semble refléter l'épaisseur de la croûte sur le trajet suivi par le rai. Le modèle de vitesse 1D a été calculé en considérant successivement une épaisseur crustale de 32 km, 27 km et 37 km (Fig. 13). La déviation des modèles de vitesse 1D, par rapport au modèle considérant une épaisseur crustale de 32 km, excède les barres d'erreurs dans les 100 premiers kilomètres. L'effet de l'épaisseur crustale est plus accentué lorsque l'on considère l'anisotropie de polarisation. Il ressort de cette étude qu'une zone de 200 km de large, présentant une différence d'épaisseur crustale de 10 km par rapport à la moyenne, produit une différence de 2 km sur le modèle crustal moyen, pour des trajets de l'ordre de 2000 km. Cependant, la nécessité de travailler avec des trajets comportant une composante océanique et une composante continentale, implique inévitablement une influence de la structure crustale.

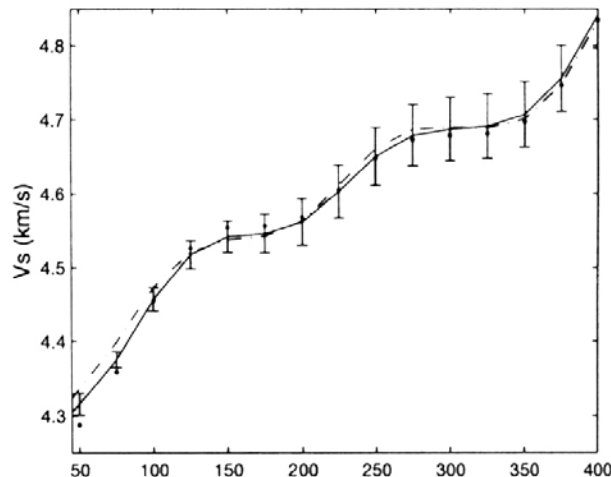


Figure 13 : Exemple de l'effet produit par une variation de 10 km de l'épaisseur crustale sur un modèle de vitesse 1D moyen, pour un trajet comprenant une partie océanique et une partie continentale (l'événement est enregistré à la station GEOSCOPE de Canberra, et son épicentre est localisé au niveau des îles Célèbes, lat = 1.32°N, lon = 121.72°E). Le modèle de vitesse obtenu en supposant une épaisseur crustale moyenne de 32 km est représenté en traits pleins, avec les barres d'erreur associées. Les modèles inversés utilisant une épaisseur crustale de 27 km et de 37 km, sont respectivement représentés en ligne pointillés et tiretés (d'après Debayle et Kennett, 2000a).

Dans le cadre de l'Amérique du Sud, nous avons vu ci-dessus qu'entre les modèles crustaux 3SMAC et CRUST2.0, il pouvait exister des différences d'épaisseur crustale de l'ordre de 27.9 km, mais sur des zones n'excédant pas $2^{\circ} \times 2^{\circ}$. De plus, la grande majorité des trajets utilisés excèdent 2000 km de longueur (Fig.14). Par conséquent, l'utilisation du modèle CRUST2.0 ou du modèle 3SMAC ne devrait pas présenter une influence significative sur les résultats de l'inversion tomographique à l'échelle du continent sud américain.

Cependant, pour la plaque sud américaine, 3SMAC est plus contrasté, comparativement à CRUST2.0 et, en accord avec la présence des grands domaines structuraux de surface. Il a donc été préféré pour effectuer les corrections crustales pour chacun des trajets étudiés.

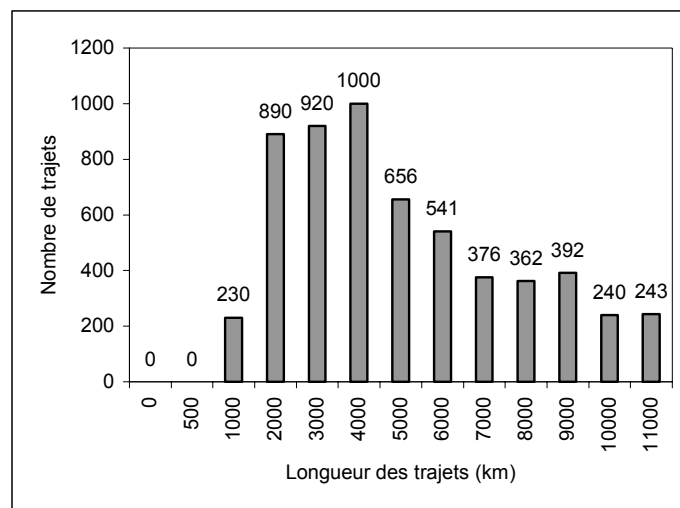


Figure 14 : Longueur des trajets utilisés pour la tomographie de l'Amérique du Sud.

Debayle et al. (2001) ont comparé les résultats obtenus en utilisant 3SMAC dans une tomographie en ondes de surface de la corne de l'Afrique, avec ceux obtenus pour la même région par Ritsema et Van Heijst (2000), en utilisant CRUST 5.1. Malgré l'utilisation de deux modèles différents pour la correction crustale, les hétérogénéités de vitesse sismique mises en évidence dans les 250 premiers km du manteau concordent d'un modèle à l'autre, dans les régions où les deux modèles offrent une bonne résolution. Pour l'Amérique du Sud, nous avons utilisé le modèle 3SMAC pour l'évaluation de l'épaisseur crustale tandis que Van der Lee et al. (2001) ont utilisé le modèle CRUST 5.1. Dans les domaines où notre modèle et celui de Van der Lee et al. (2001) présentent des couvertures en rais suffisamment denses et homogènes, il s'avère que le choix du modèle crustal n'affecte pas les structures mises en évidence.

4.1.5. Carte d'erreur

Afin de contraindre les résultats de l'inversion tomographique, on réalise des cartes d'erreur *a posteriori* sur le modèle. L'*a priori* est défini par le modèle *a priori* et par une fonction de covariance *a priori* sur le modèle, qui est gaussienne et caractérisée par deux paramètres, l'écart-type *a priori* sur le modèle et la longueur de corrélation, permettant de contraindre les variations des paramètres du modèle dans l'algorithme de régionalisation continue de Montagner (1986b). L'écart-type *a priori* gère l'amplitude des anomalies autorisées dans le modèle. Ce paramètre a été fixé à 0.05 km.s^{-1} et autorise des contrastes de vitesse dans le modèle final de l'ordre de 15%.

L'erreur *a posteriori* reflète la densité de croisement des rais mais également la sensibilité à la structure du mode fondamental et des harmoniques, à une profondeur donnée (Debayle et Kennett, 2000b). Cette erreur est calculée à partir de la matrice de covariance *a posteriori* (cf. 3.4.). Si, dans le modèle de sortie, une région conserve un écart-type de 0.05 km.s^{-1} , cela signifie que la structure a été très mal résolue. Au contraire, les régions bien résolues auront une erreur *a posteriori* proche de 0 km.s^{-1} . Des cartes d'erreur ont été réalisées pour l'Amérique du Sud à diverses profondeurs (Fig. 15 et 16).

La région la mieux résolue, à 100 km de profondeur, est la côte ouest du continent. Cette région, correspondant à la zone de subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud, est associée à l'occurrence de séismes profonds, avec des modes harmoniques bien excités augmentant la résolution avec la profondeur. Cette région correspond également à la plus forte densité de trajets. Le reste du continent, ainsi que les domaines océaniques environnants, sont bien contraints, et ce, jusqu'à au moins 300 km de profondeur (Fig. 16). Seules les parties limitrophes de la carte ont une très mauvaise résolution, car elles correspondent à des zones où la couverture en rais est mauvaise.

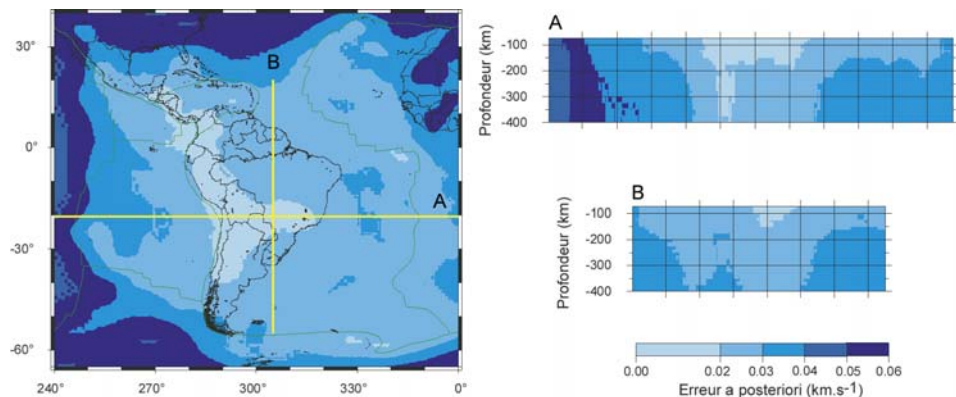


Figure 15 : Carte d'erreur *a posteriori* sur le modèle tomographique, à 100 km de profondeur. Les deux coupes A et B ont respectivement été effectuées à la latitude 20°S ainsi qu'à la longitude 305°E. Les parties foncées représentent les régions pour lesquelles l'erreur *a posteriori* est proche de l'erreur *a priori*, indiquant un manque total de résolution, les parties claires quant à elles mettent en évidence les zones les mieux résolues du modèle.

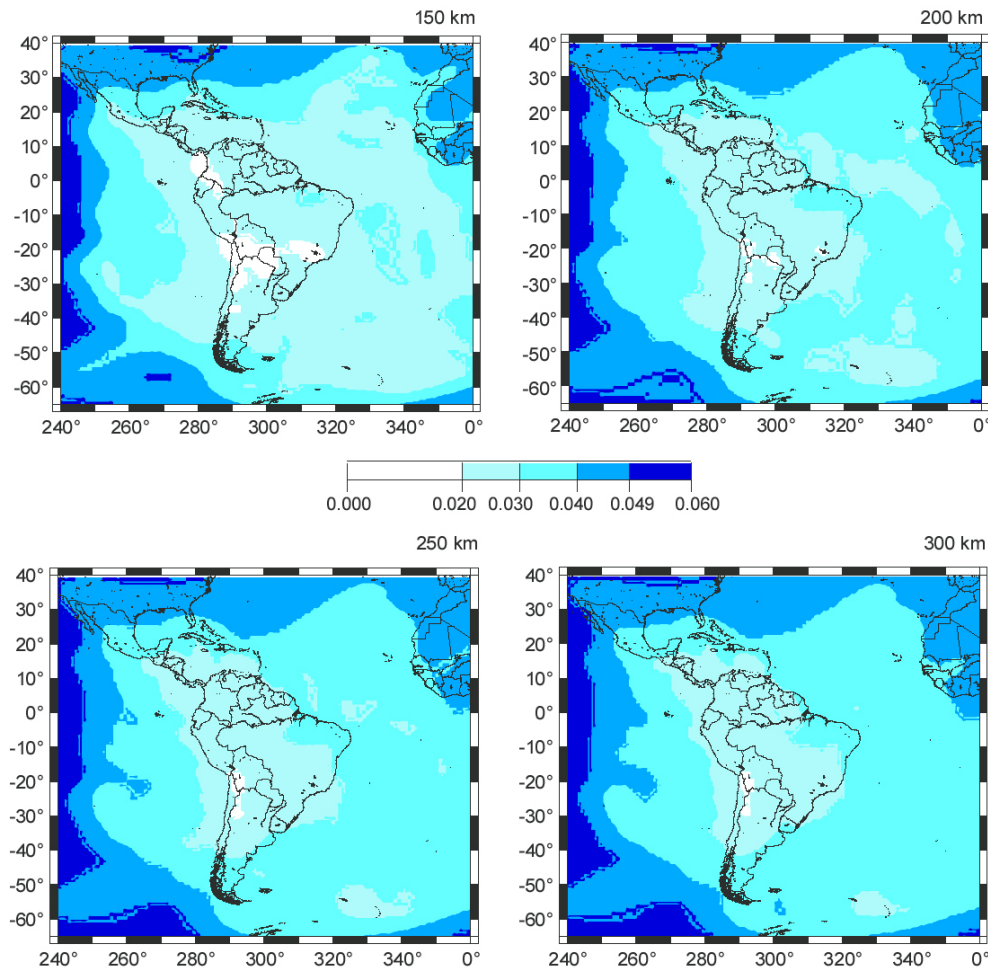


Figure 16 : Cartes d'erreur à postériori sur le modèle tomographique, à 150, 200, 250 et 300 km de profondeur.

4.2. Modèle isotrope : résultats et discussion

Le modèle tomographique obtenu par application de la méthode de Cara et Lévêque (1987), automatisée par Debayle (1999), est présenté, dans les pages suivantes, sous formes de cartes d'anomalies de vitesse tracées tous les 50 km (valeur de la longueur de corrélation verticale), de 100 km à 500 km de profondeur. L'échelle de couleur correspond à une variation de la vitesse de propagation des ondes Sv allant de -10% à $+10\%$, comparativement à une vitesse de référence indiquée pour chaque carte, correspondant à la valeur moyenne de vitesse calculée pour chaque profondeur.

Tomographie en ondes de surface du continent sud-américain

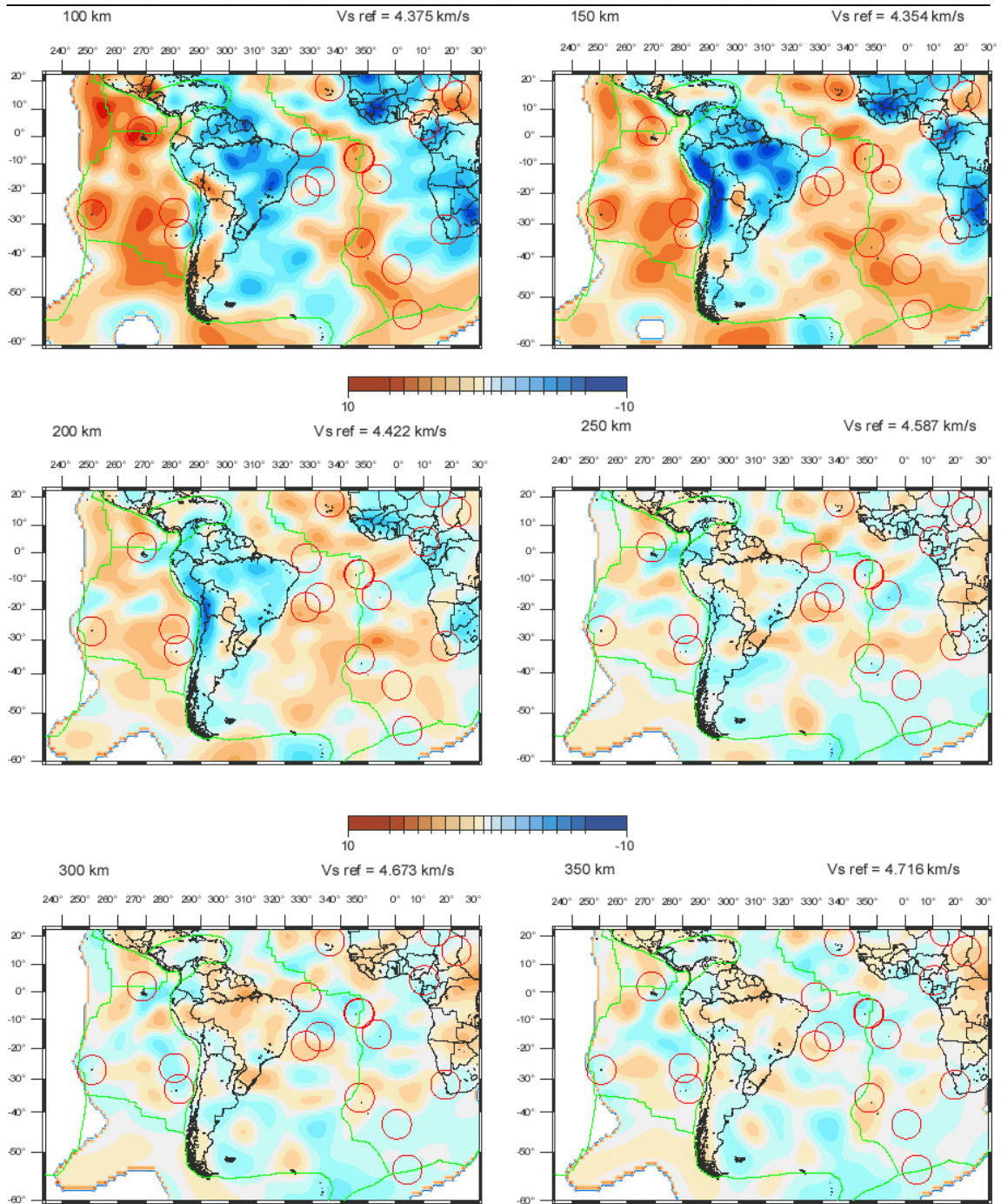


Planche 1 :

Présentation du modèle tomographique de 100 à 350 km de profondeur. Le code de couleur représente les variations latérales de vitesse de propagation des ondes Sv comparativement à une vitesse de référence indiquée pour chaque carte. Les cercles rouge matérialisent les principaux point chauds de l'Atlantique sud et du Pacifique est, les lignes vertes représentent les limites de plaques.

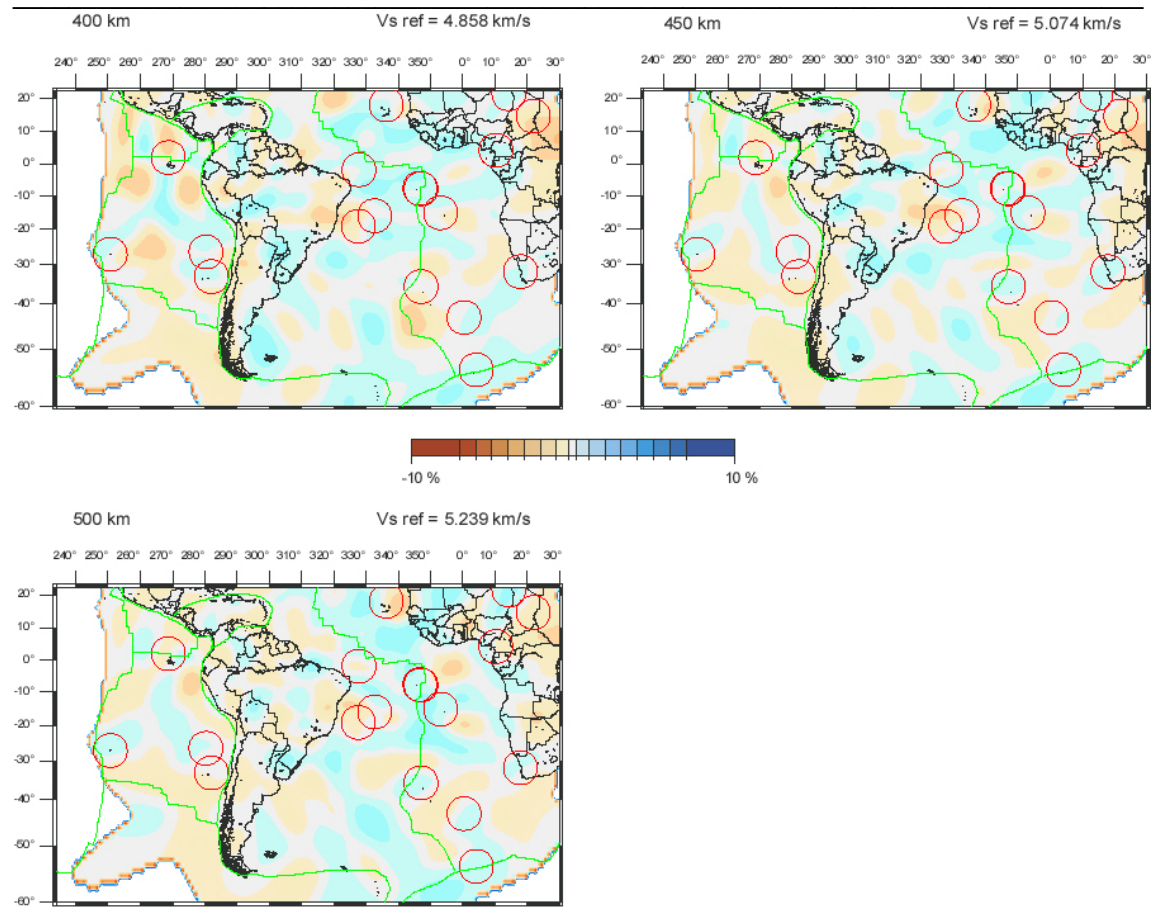


Planche 2 :

Modèle tomographique de 400 à 500 km de profondeur.

La discussion du modèle tomographique est présentée selon trois parties principales : les domaines océaniques (Pacifique et Atlantique), la marge active Pacifique et, pour finir, le domaine continental.

4.2.1. Les domaines océaniques : Pacifique Est et Atlantique Sud

La carte à 100 km de profondeur (planche 1) montre une anomalie négative très nette associée aux dorsales dans les océans Pacifique est et Atlantique sud. Son extension latérale est assez restreinte, notamment dans l'océan Atlantique. Dans l'océan Pacifique, outre la dorsale Est Pacifique, la dorsale du Chili, bordant la limite sud de la plaque Nazca, ainsi que la ride Carnegie, limitant la partie nord de la plaque Nazca, et la ride des Cocos, sont mises en évidence. Ces dorsales, lieux d'expansion de la lithosphère océanique et de remontée de matériel chaud, sont associées à des anomalies de vitesse lente, jusqu'à une profondeur d'approximativement 150 km (planche 1). A partir de cette profondeur, les anomalies localisées sous l'axe des dorsales sont très étalées latéralement. Ce résultat, en bon accord avec ceux concernant la forte diminution de la vitesse des ondes P et S (jusqu'à 1 km.s^{-1}) sous les dorsales jusqu'à des profondeurs de 25 à 200 km (Larroque et Virieux, 2001), suggère que le lissage vertical est très faible.

La dorsale Pacifique est une dorsale rapide, avec une vitesse d'expansion pouvant atteindre 10 cm.an^{-1} , tandis que la dorsale Atlantique sud est lente (3.5 cm.an^{-1}). Cette caractéristique est illustrée par la carte de l'âge des fonds océaniques (Fig. 17). En effet, pour une distance équivalente par rapport aux axes de la dorsale médio-atlantique et de la dorsale Est Pacifique, des terrains respectivement vieux de 120 Ma et de 30 Ma correspondent à des anomalies de vitesse respectivement positives et négatives, à 100 km de profondeur. Cette différence de taux d'expansion entre les dorsales Pacifique est et Atlantique sud s'observe également dans le modèle tomographique, notamment à 100 km de profondeur (planche 1). Les anomalies de vitesse lente, prépondérantes dans le Pacifique Est, sont probablement associées à l'asthénosphère sous une lithosphère jeune, et donc relativement fine. D'autre part, les anomalies de vitesse rapides mises en évidence dans l'Atlantique Sud, sont probablement associées à la lithosphère plus épaisse de cette région.

Le modèle tomographique est donc en accord avec les deux régimes associés aux deux plaques océaniques : à distances égales de la dorsale, la plaque océanique Pacifique correspond à une lithosphère plus fine associée à un taux d'expansion rapide, par rapport à la plaque Atlantique sud, associée à un taux d'expansion relativement lent.

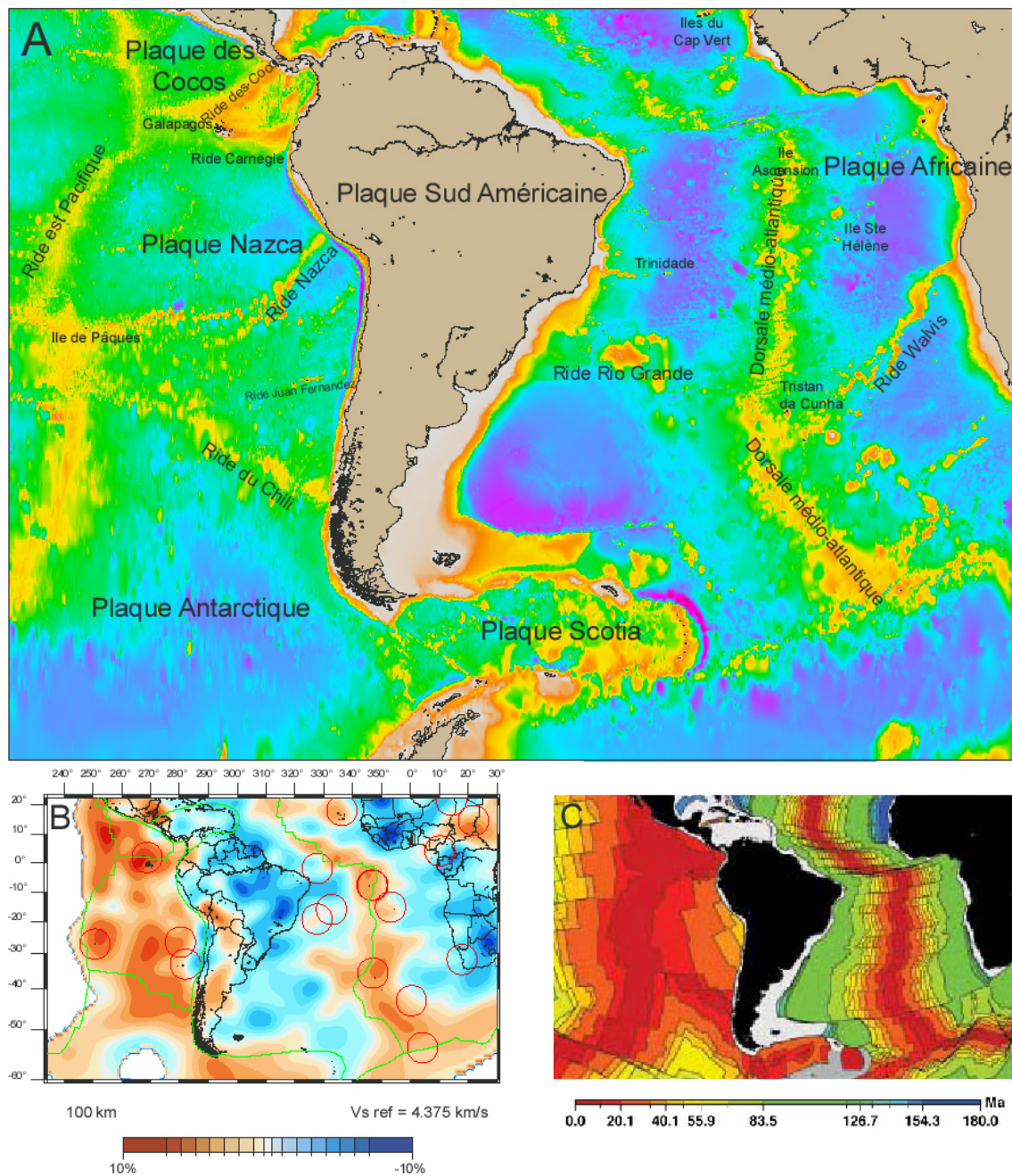


Figure 17 :

A : carte bathymétrique de la région d'étude avec indication des noms des diverses dorsales et points chauds.

B et C : comparaison entre le modèle tomographique obtenu à 100 km de profondeur, et la carte de l'âge des fonds océaniques pacifique est et atlantique sud, obtenue à partir de mesures de flux de chaleur, de mesures d'anomalies magnétiques et d'un modèle reliant le refroidissement des plaques en fonction de son l'âge (Royer, 1992). Sur la carte B, les points chauds sont matérialisés par des cercles rouges, tandis que les dorsales océaniques sont soulignées par des lignes vertes. Sur la carte C, les différentes couleurs correspondent à l'âge du plancher océanique.

Le modèle tomographique montre des anomalies de vitesse lente coïncidant avec l'emplacement des différents points chauds localisés dans l'Atlantique Sud (du nord au sud : CapVert,

Ascension, St Hélène, Trinidad, Tristan da Cunha) ainsi que dans le Pacifique (du nord au sud : Galápagos, île de Pâques et Juan Fernandez). La région des Galápagos (nord-ouest du continent) est notamment caractérisée par une anomalie lente de très forte amplitude, comparativement aux anomalies correspondant aux panaches de l'Atlantique Sud, et du reste de la plaque Pacifique. Par exemple, à 100 km de profondeur, le modèle montre une anomalie de vitesse de -7.4% sous les Galápagos (comparativement à la vitesse de référence qui, à cette profondeur, est de 4.375 km.s^{-1}), de l'ordre de -3.6% sous Tristan da Cunha et de l'ordre de -4.1% sous Ascension.

Compte-tenu du lissage horizontal dû à la longueur de corrélation de 400 km adoptée pour ce modèle tomographique, l'amplitude de l'anomalie de vitesse lente imagée sous les Galápagos pourrait résulter de la composition de l'effet thermique de trois structures distinctes : le panache des Galápagos, la ride Carnegie et la ride des Cocos. Ceci permettrait d'expliquer pourquoi l'amplitude y est plus importante que celle des autres anomalies localisées dans le reste des domaines océaniques.

4.2.2. La marge active Pacifique

La marge active Pacifique correspond à la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud. Ce phénomène est associé à la formation d'un plan de Wadati-Benioff, d'une fosse océanique et d'un volcanisme actif que l'on retrouve le long de la Cordillère des Andes (Chapitre 1 – Fig. 5). Comme le montrent les cartes d'erreur (Fig. 15 et 16), cette région correspond à la zone la mieux résolue du modèle tomographique. Cette marge active possède deux caractéristiques particulières (Fig. 18) :

- alternance de zones à pendage normal (30°) et sub-horizontale,
- présence d'une lacune sismique entre 300 et 500 km de profondeur (Chapitre 1 – Fig. 4).

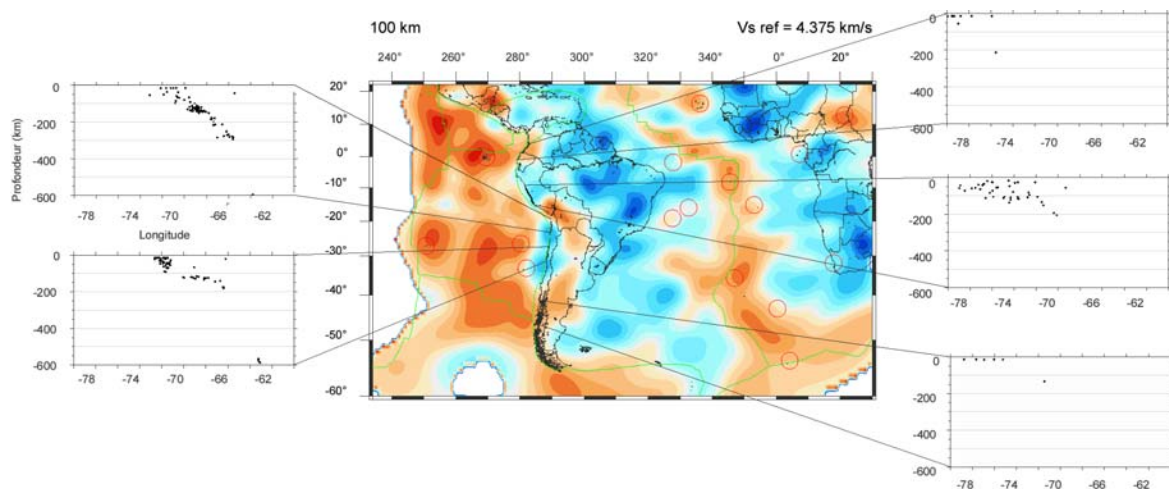


Figure 18 : Représentation de la sismicité en fonction de la profondeur et à diverses latitudes, le long du plan de Wadati-Benioff associé à la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud. Noter l'alternance de zones à pendage normal (30°) et à pendage sub-horizontale, et la lacune sismique à partir de 300 km de profondeur.

4.2.2.1. *Le panneau plongeant*

La plaque océanique subductant sous la plaque continentale reste plus froide que le manteau dans lequel elle s'enfonce, générant une anomalie positive de vitesse de propagation des ondes sismiques. Au-dessus de 150 km de profondeur, au lieu d'une anomalie continue le long de la Cordillère des Andes, on image deux anomalies de vitesse rapide, respectivement localisées entre les latitudes 5°S et 15°S, ainsi qu'entre les latitudes 20°S et 37°S. Ces deux domaines sont bordés au nord et au sud par des anomalies de vitesse lente. Vers 150 km et jusqu'à 250 km de profondeur, une anomalie de vitesse rapide est visible le long de la Cordillère des Andes ; elle correspond probablement à la plaque subductant (planche 1). Au-delà de 250 km de profondeur, cette anomalie s'estompe (planches 1 et 2), et pourrait correspondre à la lacune sismique entre 300 et 500 km de profondeur (Chapitre 1 – Fig. 4).

Depuis 1984, nombre de travaux ont porté sur l'étude de la continuité ou non du panneau plongeant entre 300 et 500 km de profondeur (voir Chapitre 1). Si Wortel (1984) image le panneau jusqu'à 320 km de profondeur et associe la sismicité profonde à une partie détachée de la plaque subductée, Engdahl et al. (1995) mettent en évidence la pénétration du panneau dans le manteau inférieur. Van der Lee et al. (2001) n'imaginent le panneau que jusqu'à une profondeur de l'ordre de 250 km, en accord avec nos résultats, puisque dans notre modèle, l'anomalie de vitesse générée par le panneau plongeant disparaît à partir de 250 km de profondeur (planche 1). Toutefois, dans le cas de l'étude de Van der Lee et al. (2001), la limitation en profondeur de l'imagerie du slab est due à un manque de résolution.

La profondeur jusqu'à laquelle l'anomalie qui marque la subduction de la plaque Nazca est imagée varie de façon considérable d'un modèle à l'autre, toutes échelles confondues. La tomographie globale de Ritsema et Van Heijst (2000) par exemple, ne met cette anomalie en évidence qu'à partir de 600 km de profondeur, tandis que, dans son modèle régional, celle-ci est visible à partir de 50 km de profondeur et commence à disparaître au-delà de 250 km (communication personnelle). En tomographie globale, Mégnin et Romanowicz (2000), à partir de l'analyse d'onde S, imagent une anomalie de vitesse rapide le long de la Cordillère, à partir de 400 km de profondeur. Grand (1994), par étude de phases S, ScS et de S multiples, ne met pas en évidence la lacune sismique puisqu'il image une anomalie positive entre 100 et 400 km de profondeur. Bien que la côte ouest du continent sud américain soit plutôt bien résolue, des structures de l'ordre de 500 km peuvent ne pas être imagées dans ce modèle, et l'étalement vertical des anomalies augmente en fonction de la profondeur. Bijwaard et al. (1998), par analyse d'ondes P, pP et pWP, n'imaginent pas non plus la lacune sismique. Ce modèle a pour but de résoudre des hétérogénéités latérales en considérant des cellules de l'ordre de 0.6° à 1.2° dans le manteau supérieur, et de 2 à 3° dans le manteau inférieur. En terme de résolution verticale, celle-ci peut diminuer dans les zones de subduction (plusieurs centaines

de kilomètres), avec des rais principalement orientés selon la direction de pendage. Compte-tenu de la résolution de tels modèles, et de l'extension verticale de 200 km de la lacune sismique, il se peut cependant que celle-ci ne puisse être résolue dans les tomographies globales, et les résultats de ces tomographies ne sont, ainsi, pas forcément incompatibles avec nos résultats.

Pour notre modèle, les cartes d'erreur (Fig. 16) montrent qu'à 300 km de profondeur, la résolution est bonne. On constate en effet que la côte ouest du continent est la région pour laquelle la couverture en rais est la plus dense (Fig. 10). Cette région est également associée à des épicentres profonds (Chapitre 1 – Fig. 5) dont les modes harmoniques sont bien excités. Or, la prise en compte des modes harmoniques jusqu'au rang 4 permet d'atteindre 700 km de profondeur (Fig. 3). Par conséquent, tous ces éléments suggèrent que cette partie du modèle est particulièrement bien résolue et, de ce fait, la lacune sismique entre 300 et 500 km de profondeur reflète une discontinuité du panneau plongeant, malgré le désaccord des tomographies globales à ce sujet.

Le long de la subduction andine, on observe, sur la carte à 100 km de profondeur (planche 1), trois anomalies de vitesse lente localisées au niveau de la Colombie et de l'Equateur, de la Bolivie, et de la Patagonie. Les anomalies situées aux extrémités du continent coïncident respectivement avec les domaines où les dorsales Carnegie et du Chili entrent en subduction. L'anomalie sous la Bolivie correspond à une région où le pendage du panneau plongeant est "normal", c'est à dire de l'ordre de 30°.

4.2.2.2. Les anomalies de vitesse lente observées aux extrémités du continent

Ces deux anomalies sont assez superficielles. Celle liée à la dorsale Carnegie s'étend jusqu'à 100 km de profondeur, et celle liée à la dorsale du Chili s'étend jusqu'à 150 km de profondeur (planche 1). Un test de résolution a été mis en œuvre dans le but d'évaluer la fiabilité des anomalies mises en évidence.

4.2.2.2.1. Test de résolution : philosophie et application

Les cartes d'erreur *a posteriori* sur le modèle (Fig. 15 et 16), montrent que la marge active Pacifique correspond à la région la mieux résolue du modèle. Des tests "synthétiques" ont été réalisés afin d'estimer la fiabilité de notre modèle tomographique.

Ce type de test permet de vérifier dans quelle mesure l'information contenue dans nos données doit permettre de retrouver, avec les *a priori* utilisés dans l'inversion, des anomalies de vitesse injectées à des endroits précis dans un modèle de départ connu. Les sismogrammes synthétiques sont calculés

pour chaque trajet dans le modèle de départ connu et l'inversion est réalisée en utilisant les mêmes *a priori* que dans l'inversion utilisant les données réelles.

Pour ce type de test, le modèle de départ correspond souvent à un damier ("*checkerboard test*"), consistant en une grille avec alternance d'anomalies de vitesse lente et rapide. Nous avons préféré utiliser comme modèle de départ le modèle *a priori* 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996) à 50 km de profondeur, car il présente une distribution de vitesses réaliste pour le sommet du manteau : anomalies de vitesse rapide localisées sous le craton amazonien, anomalies de vitesse lente associées aux dorsales Atlantique sud et Pacifique est. De plus, à 50 km de profondeur, le modèle 3SMAC présente les contrastes de vitesse les plus importants. Le modèle de départ est le même à toutes les profondeurs auxquelles va être réalisée l'inversion.

Par conséquent, si on réalise des inversions à 100, 150 et 200 km de profondeur pour une structure particulière dont on veut tester la fiabilité, cela revient à tester en 3D l'existence d'une anomalie de forme parallélépipédique, de dimensions dans le plan horizontal égales à la taille de l'anomalie injectée dans le modèle 3SMAC à 50 km de profondeur, et s'étendant verticalement sur 100 km (entre 100 et 200 km de profondeur).

Pour chacun des trajets composant la couverture en rais, nous déterminons à chaque profondeur une lenteur moyenne pour le trajet, par intégration des lenteurs le long du grand cercle. L'inversion tomographique est ensuite réalisée à une profondeur donnée en considérant les mêmes valeurs *a priori* sur les données (les lenteurs moyennes pour chaque trajet) et le modèle que dans l'inversion correspondant aux données réelles. En particulier, le poids donné, à chaque profondeur, à chaque modèle 1D, dépend de l'erreur *a posteriori* déterminée après l'inversion de forme d'onde effectuée sur les données réelles. Cette erreur *a posteriori* est importante à une profondeur donnée lorsque la forme d'onde réelle contient peu d'information concernant la structure correspondante. De cette façon, le test synthétique incorpore une information partielle sur la sensibilité à la profondeur des données réelles (Debayle et al., 2001).

Un test a eu pour but de vérifier la fiabilité de la présence de l'anomalie de vitesse lente localisée au sud du continent, au point d'intersection de la ride du Chili avec la côte sud américaine. A cet effet, une anomalie de vitesse rapide (+5%) a été ajoutée au modèle 3SMAC à 50 km de profondeur entre les longitudes 288°E et 292°E et entre les latitudes 38°S et 46°S (cf. planche 3). A cet endroit, on observe dans notre modèle une anomalie de vitesse lente. Pourtant, on pourrait s'attendre à une anomalie de vitesse rapide, qui correspondrait à la continuité de l'anomalie représentant la zone de subduction le long de la côte ouest du continent. Le test consiste donc à injecter à cet endroit une anomalie de vitesse rapide, afin de voir si la couverture en rais permet de la retrouver.

Les modèles de sortie sont représentés à 100, 150, 175 et 200 km de profondeur (la forme de la structure testée en 3D correspond donc à un parallélépipède rectangle de dimensions dans le plan

horizontal correspondant l'anomalie injectée dans le modèle 3SMAC à 50 km de profondeur, et s'étendant verticalement entre 100 et 200 km de profondeur). Quelle que soit la profondeur, l'anomalie de vitesse rapide (planche 3) est retrouvée. Ainsi, la couverture en trajets disponible est adaptée, et permet de retrouver des anomalies de vitesse dont la localisation est connue, et que l'on superpose à la couche à 50 km de profondeur du modèle de départ 3SMAC. Par conséquent, les anomalies de vitesse lente mises en évidence aux extrémités du continent, dans le modèle tomographique, jusqu'à 100 et 150 km de profondeur et correspondant à l'intersection des rides océaniques avec la côte ouest du continent, sont fiables.

4.2.2.2.2. Interprétation

En 1997, une étude de la subduction de la zone de fracture de Panama, séparant la plaque Cocos, au nord, de la plaque Nazca, au sud, sous la plaque Caraïbes, a permis à Johnston et Thorkelson (1997) de mettre en évidence trois caractéristiques principales de la subduction d'une dorsale océanique :

- absence de plan de Wadati-Bénioff,
- perturbation du géotherme,
- volcanisme plus restreint pouvant avoir des caractéristiques particulières (*MORB* et magmas acides calco-alcalins dans le bassin d'avant arc).

Les deux anomalies de vitesse lente imagées aux extrémités du continent sud américain (planche 1 - 100 km de profondeur) coïncident avec les subductions des rides Carnegie, au nord, et Chili, au sud, sous la plaque sud américaine. Ces deux anomalies de vitesse sont associées à des anomalies de fort flux de chaleur (Fig. 19), suggérant un lien entre anomalie de vitesse et anomalie thermique. Ces deux anomalies de vitesse peuvent alors être associées : soit à une perturbation du géotherme reflétant une température élevée; soit à des zones de fusion partielle localisées dans le coin mantellique au-dessus du panneau plongeant; soit à une combinaison des deux.

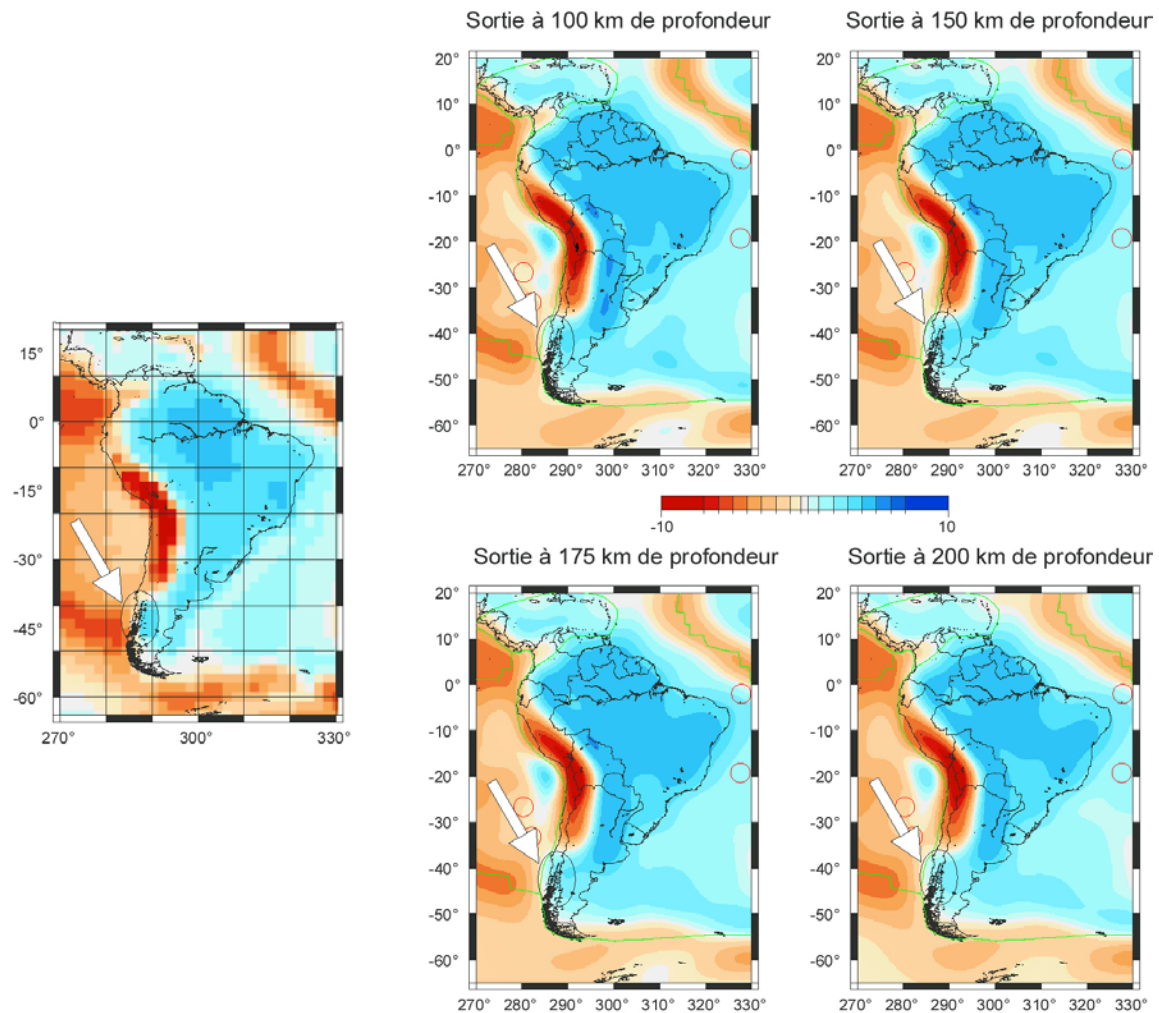


Planche 3 :

Test de résolution réalisé selon la même philosophie que l'inversion des données réelles, le modèle de départ correspond au modèle *a priori* 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996) à 50 km de profondeur. Une anomalie de vitesse positive a été injectée entre les longitudes 288°E et 292°E, et les latitudes 38°S et 46°S. Quelle que soit la profondeur de sortie du modèle, l'anomalie de vitesse positive est retrouvée, permettant ainsi de vérifier que l'anomalie mise en évidence par inversion des données réelles est fiable.

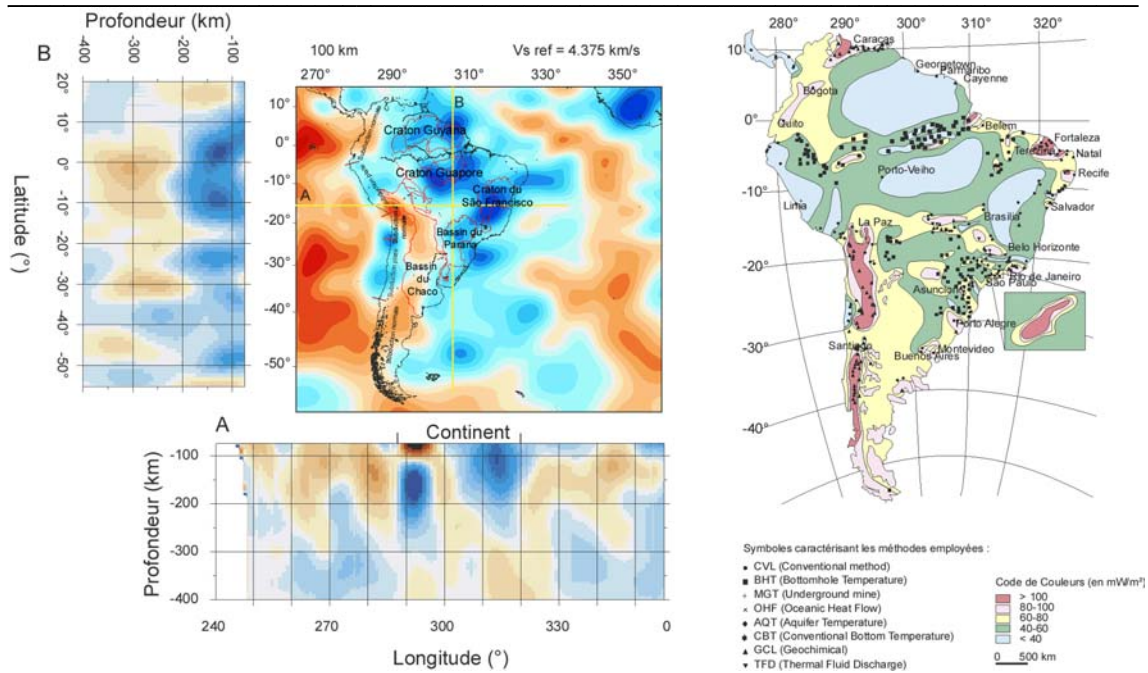


Figure 19 : Modèle tomographique à 100 km de profondeur, associé à deux coupes :

- A) Coupe effectuée à la latitude 15°S, mettant en évidence l'anomalie de vitesse lente imagée au niveau de la Bolivie, ainsi que le plongement de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud, visible jusqu'à approximativement 250 km de profondeur.
- B) Coupe effectuée à la longitude 305°E, mettant en évidence la structuration en deux anomalies distinctes de vitesse rapide du craton amazonien, ainsi que la racine cratonique sous le bassin du Paraná. L'enracinement cratonique est visible jusqu'à 225 km de profondeur.

La carte de droite représente des mesures de flux de chaleur, et permet de corréler les anomalies de flux et les anomalies de propagation de vitesses sismiques (modifiée d'après Hamza et Muñoz, 1996)

La sismicité diminue fortement et est plus superficielle aux extrémités du continent, comparativement à la sismicité associée à la subduction de la plaque Nazca le long de la Cordillère, pouvant être présente jusqu'à 700 km de profondeur (Chapitre 1 – Fig. 4). En effet, à hauteur de l'intersection de la ride Carnegie avec la côte sud américaine, la profondeur des épicentres n'excède pas 150 km, contre 33 km au point d'intersection de la ride du Chili avec la côte (Chapitre 1 – Fig. 4). L'activité volcanique est également très réduite en ces deux endroits particuliers de la Cordillère (Chapitre 1 – Fig. 5). Une étude des laves localisées à hauteur du point de contact entre la ride du Chili et la côte sud américaine a montré qu'il s'agit d'adakites (Martin, 1999). Ces laves, localisées tout autour du Pacifique (Equateur, Panama, Costa Rica, Mexique, Cascades, îles Aléoutiennes, Kamchatka, Philippines et Nouvelle Guinée), sont associées à la fusion partielle d'une lithosphère océanique jeune subductée (< 20 Ma). La péninsule Taïtao, au sud du Chili, constitue un bel exemple de subduction de lithosphère océanique jeune et de genèse d'adakites (Martin, 1999). Lagabrielle et al. (2000) ont montré une corrélation entre l'emplacement de produits magmatiques et la migration du point triple du Chili le long de la marge active : en effet, le segment de la ride subductant à l'heure actuelle, est entré en subduction il y a de cela 0.3 Ma. Deux autres segments avaient été subductés il y a 6 et 3 Ma. A

quelques kilomètres du point triple, des magmas acides ont été dragués dans la fosse. Des magmas similaires, datés entre 1.5 et 6 Ma, sont présents à 10-50 km du point triple, dans des régions où les segments de rides ont subductés depuis 6 Ma. La subduction successive de trois segments de la ride du Chili, à des intervalles de 2 à 3 Ma, a résulté en une anomalie thermique persistante. L'observation d'une anomalie de vitesse lente dans notre modèle tomographique jusqu'à 150 km de profondeur (planche 1) est compatible avec l'existence d'une telle anomalie thermique. Toutes ces caractéristiques suggèrent que les deux anomalies de vitesse lente imagées dans le modèle tomographique aux extrémités du continent sud américain correspondent à la subduction des rides Carnegie, au nord, et Chili, au sud.

Dickinson et Snyder (1979) ont suggéré que lorsqu'une dorsale entre en subduction, bien que le magma continue à se former à la ride, il ne peut suffisamment se refroidir pour se solidifier entre les deux plaques. Par conséquent, la croissance de la plaque océanique va cesser, et une ouverture ("*slab window*") peut se former entre les deux plaques subductant. Une circulation d'asthénosphère de part et d'autre de la plaque subductant peut intervenir. De nombreuses études ont depuis corroboré les résultats préliminaires de Dickinson et Snyder (1979) en se basant sur les effets tectoniques et magmatiques induits par ce phénomène. Par exemple, alors que le volcanisme du Nicaragua, du Salvador et du Guatemala est caractéristique d'un arc volcanique, au Costa Rica et au Panama par contre, on a un volcanisme dérivé d'OIB. Ce volcanisme peut être expliqué par un flux vers l'est d'une asthénosphère enrichie de la tête du panache mantellique localisé sous les Galápagos, vers le Costa Rica et le Panama, au travers d'une déchirure du panneau plongeant. Sur la carte à 100 km de profondeur (planche 1), une anomalie de vitesse lente est imagée au point d'intersection de la ride des Cocos avec l'Amérique Centrale, ce qui est en accord avec les résultats de l'étude de Johnston et Thorkelson (1997). De même, les anomalies lentes imagées (planche 1) aux extrémités du continent et coïncidant aux zones de subduction des rides Carnegie et Chili sous la plaque sud américaine, pourraient être compatibles avec un modèle de "*slab window*".

L'existence de ces déchirures dans le panneau subductant sous la plaque sud américaine pourrait permettre une circulation du matériel mantellique d'un bassin océanique à l'autre, assurant de cette manière une conservation de la masse. Dans le cas de la subduction andine, le mouvement du panneau plongeant est "rétrograde", car l'avancée de la plaque sud américaine entraîne un mouvement de la fosse vers le centre du bassin (Russo et Silver, 1994). Les modèles globaux de mouvements des plaques suggèrent que toutes les zones de subduction délimitant le bassin Pacifique se déplacent vers le centre du bassin, réduisant ainsi sa superficie. Afin de conserver la masse, un flux de matériel mantellique doit intervenir entre le Pacifique et les océans Atlantique et Indien. Des zones de passage, d'échappement de matériel, telles, par exemple, des zones de déchirure dans les panneaux plongeants (Russo et Silver, 1994) doivent donc être envisagées.

Russo et Silver (1994), par étude du déphasage des ondes de cisaillement le long de la Cordillère des Andes et de l'Amérique Centrale, ont suggéré l'existence d'un fluage mantellique parallèle à la fosse sous la plaque Nazca. En supposant que le panneau plongeant soit découplé du manteau sous-jacent et, en admettant que le mouvement du panneau plongeant soit rétrograde, le fluage mantellique sous-jacent induit par ce mouvement devrait être tridimensionnel, avec une composante parallèle à la fosse. Ainsi, du matériel mantellique peut passer latéralement autour du panneau plongeant, aussi bien que sous le panneau plongeant. L'orientation des plans de polarisation de l'onde S rapide, déterminée par Russo et Silver (1994) le long de la Cordillère, leur permet de suggérer l'existence d'un fluage mantellique parallèle à la fosse. Ils schématisent alors la situation par un fluage s'échappant aux extrémités du continent, vers l'océan Atlantique, de part et d'autre d'un point dit de "stagnation" (Fig. 20). Ce point de stagnation correspond au maximum de contrainte le long de la côte sud américaine, à la position du plus haut plateau andin, et à une forte anomalie du géoïde.

Leur étude a également montré des régions où l'orientation du plan de polarisation de l'onde S rapide est perpendiculaire à la fosse. Ces régions coïncidant aux zones de passage d'une subduction dite "normale" à une subduction dite "subhorizontale", ils ont suggéré des zones de déchirure dans le panneau plongeant en ces endroits précis, permettant ainsi un fluage mantellique.

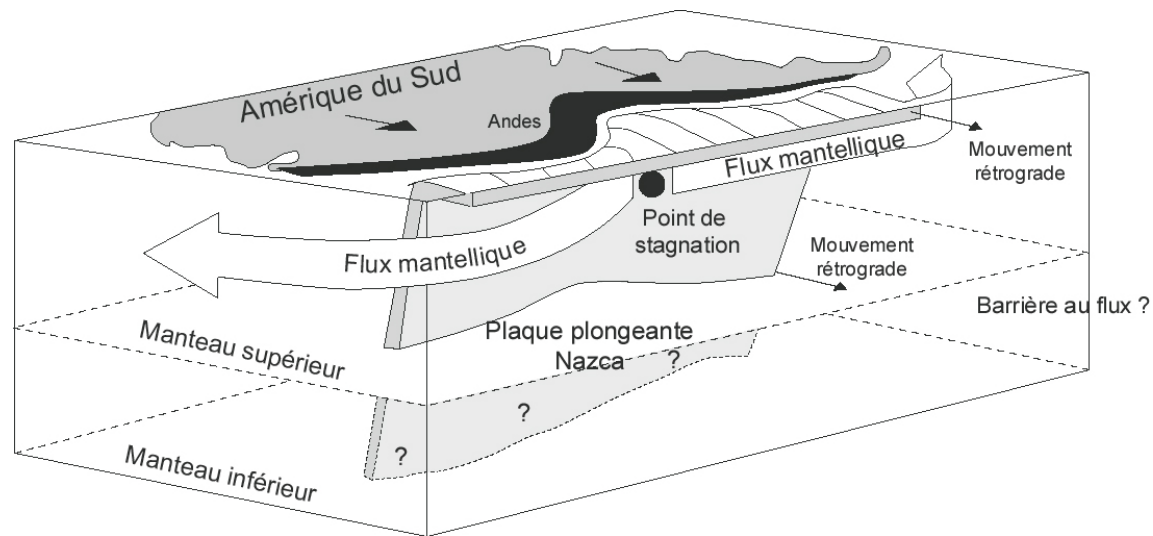


Figure 20 : Bloc 3D schématisant un flux mantellique parallèle à la fosse (d'après Russo et Silver, 1994), avec échappement de matériel aux deux extrémités du continent, dans un but de conservation de la masse entre les bassins pacifique et atlantique. Ce modèle suppose un découplage entre le panneau plongeant et le manteau sous-jacent, permettant un flux latéral du matériel mantellique induit par la pression exercée par le mouvement rétrograde du panneau.

Une étude récente en ondes SKS (Helffrich et al., 2002), réalisée au sud de l'Amérique du Sud et en Antarctique, n'a cependant montré aucune preuve de flux asthénosphérique actuel autour de la terminaison sud du continent sud américain. Au contraire, les résultats ont plutôt suggéré des orientations du plan de polarisation de l'onde rapide parallèles à l'APM de la plaque Amérique du Sud, aussi bien pour les mesures effectuées dans le sud de l'Atlantique qu'en Antarctique.

Ainsi, il est tentant d'associer les deux anomalies de vitesse lente observées dans notre modèle tomographique à des dorsales subductées, mais seule l'anomalie localisée au nord du continent pourrait correspondre à une zone de déchirure dans le panneau plongeant, autorisant le flux mantellique du bassin Pacifique vers le bassin Atlantique.

4.2.2.3. *L'anomalie de vitesse lente imagée à l'ouest de la Bolivie et au sud du Pérou*

La troisième anomalie de vitesse lente mise en évidence le long de la Cordillère des Andes se situe entre les latitudes 15°S et 22°S, dans la partie ouest de la Bolivie et sud du Pérou (planche 1 – 100 km de profondeur). Cette anomalie est d'amplitude beaucoup plus forte que les deux précédentes, de l'ordre de -15% par rapport à la vitesse de référence (4.375 km.s⁻¹ à 100 km). Elle est localisée dans une région volcaniquement active, où le pendage du panneau plongeant est de l'ordre de 30°, alors qu'au nord et au sud de cette région, la subduction est sub-horizontale (Chapitre 1 – Fig. 5). Cette anomalie est visible jusqu'à 100 km de profondeur, et elle est relayée vers le bas par une anomalie positive correspondant au panneau plongeant. Elle a déjà été observée en tomographie d'ondes de volume à l'échelle locale (Dorbath et Masson, 2000; Haberland et Rietbrock, 2001; Masson et al., 2000; Myers et al., 1998; Schurr, 2001) ainsi qu'en tomographie d'ondes de surface à l'échelle régionale (Van der Lee et al., 2001) (voir Chapitre 1).

4.2.2.3.1. Test de résolution

Ce test a été réalisé dans le but de déterminer la fiabilité de l'extension verticale que nous mettons en évidence, soit approximativement 100 km de profondeur. Nous tenons ainsi à vérifier que cette anomalie de vitesse lente est bien localisée dans le coin mantellique au-dessus du panneau plongeant. A cet endroit, les épaisseurs crustales varient entre les modèles 3SMAC et CRUST2.0, mais la variation n'excède pas la dizaine de kilomètres, ce qui, au vu de l'analyse effectuée en 4.1.4.3. ne doit pas affecter de façon très prononcée les résultats obtenus dans notre modèle tomographique. Une anomalie de vitesse lente (-5%) localisée à hauteur de la courbure de la Cordillère des Andes (entre les longitudes 292°E et 296°E, et entre les latitudes 18°S et 26°S), a été ajoutée au modèle de

vitesse *a priori* 3SMAC à 50 km de profondeur, utilisé comme modèle de départ. L'anomalie testée en 3D est donc un parallélépipède, de 75 km de hauteur (test réalisé entre 75 et 150 km de profondeur).

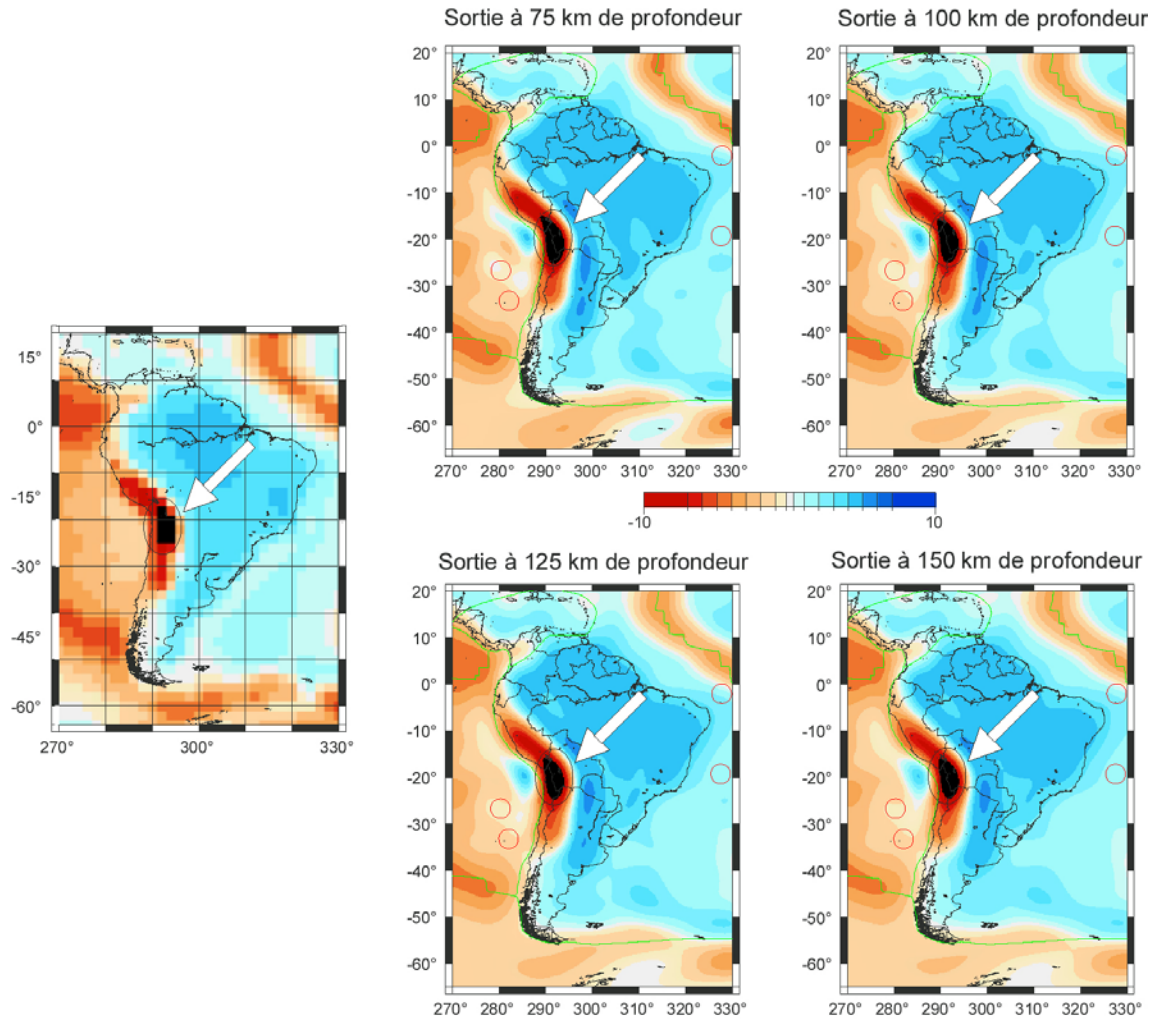


Planche 4 :

Test de résolution réalisé selon la même philosophie que l'inversion des données réelles, le modèle de départ étant la couche à 50 km de profondeur du modèle *a priori* 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996). Une anomalie de vitesse négative est injectée dans 3SMAC entre les longitudes 292°E et 296°E, et les latitudes 18°S et 26°S.

Le modèle de sortie à 75, 100, 125 et 150 km de profondeur (planche 4) montre que l'anomalie de vitesse lente est retrouvée. Ceci suggère que cette anomalie est bien résolue. Si cette anomalie avait une extension verticale supérieure à 100 km de profondeur, il est probable que nous serions en mesure de l'imager, la couverture en rais étant adéquate. Ne l'imaginant pas au-delà de 100 km de profondeur, elle s'avère être confinée entre le panneau plongeant et la surface. Ce test de résolution mis à part, cette partie du modèle correspond à la région la mieux résolue, car la couverture en rais y est très dense (Fig. 10), et les épicentres sont profonds, les modes harmoniques de rang élevé étant alors bien excités (Fig. 9), et par conséquent la profondeur d'investigation accrue.

4.2.2.3.2. Interprétation

Cette anomalie de vitesse lente est corrélée à une anomalie de flux de chaleur importante (Fig. 19). Cette anomalie a été interprétée dans les études précédentes (Dorbath et Masson, 2000; Haberland et Rietbrock, 2001; Masson et al., 2000; Myers et al., 1998; Schurr, 2001; Van der Lee et al., 2001), aussi bien en tomographie locale que régionale, en tant que zone de fusion partielle dans le coin mantellique localisé au-dessus du panneau plongeant (voir Chapitre 1). Cette fusion partielle résulte de la libération des fluides contenus dans la plaque océanique. En effet, lorsque le toit du panneau plongeant atteint approximativement 100 km de profondeur, les conditions de pression et de température sont telles que l'eau, libérée par la croûte océanique, permet la fusion partielle du manteau sous-jacent. L'anomalie est associée, en surface, à un volcanisme actif (Chapitre 1 – Fig. 5), et disparaît au-delà de 100 km de profondeur. Au nord et au sud de cette anomalie, on met en évidence des anomalies de vitesse rapide correspondant à la subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud américaine (planche 1). L'extension nord-sud de l'anomalie de vitesse lente observée sous la Bolivie est limitée car, de part et d'autre de cette anomalie, on observe un changement de l'angle de plongement de la plaque subductée. On passe en effet d'une subduction dite "normale", avec un angle de plongement de l'ordre de 30° à hauteur de la Bolivie, à une subduction "sub-horizontale" de part et d'autre.

4.2.3. Le domaine continental : imagerie de la plate-forme sud américaine

Dans le domaine continental, une bonne corrélation existe entre les anomalies de vitesse de propagation des ondes sismiques et les grands domaines géologiques : les domaines cratoniques sont principalement mis en évidence au nord et dans l'est du Brésil par des anomalies de vitesse rapide, et une anomalie de vitesse lente est observée sous le bassin sédimentaire du Chaco. A 200 km de profondeur (planche 1), une autre anomalie de vitesse lente est imagée au sud-est du Brésil, et

ce, jusqu'à une profondeur de l'ordre de 350 km (planche 1). De plus, la carte de flux de chaleur (Fig. 19) met en évidence une bonne corrélation entre les anomalies de vitesse rapide et les faibles flux de chaleur, ainsi qu'entre les anomalies de vitesse lente et les flux de chaleurs plus importants.

4.2.3.1. Les cratons

Sur la carte à 100 km de profondeur (Fig. 19), les anomalies de vitesse rapide se superposent au craton du São Francisco et au craton Amazonien, scindé en deux anomalies distinctes, correspondant respectivement au craton Guyana, au nord, et au craton Guaporé, au sud (Chapitre 1 – Fig. 2). Si le craton Amazonien est observé dans la plupart des modèles tomographiques globaux et régionaux (voir Chapitre 1), notre modèle montre plus clairement la structuration en deux anomalies distinctes de ce craton. Cette structuration est corrélée avec les observations de surface. Ces deux anomalies, ainsi que celle correspondant au craton du São Francisco, sont visibles jusqu'à 200 km de profondeur, et disparaissent au-delà, suggérant un enracinement cratonique n'excédant pas 200 km de profondeur (Fig. 19, coupe B). Ce résultat est en accord avec Ritsema et Van Heijst (2000) et Vdovin et al. (1999). Van der Lee et al. (2001), par contre, mettent en évidence une lithosphère cratonique de 150 km d'épaisseur sous les cratons Guyana et Guaporé. Cependant, leur modèle manque de résolution dans la partie est du craton amazonien, et l'épaisseur moyenne de ces racines cratoniques y reste pour l'instant incertaine.

4.2.3.1.1. Tests de résolution

Deux tests de résolution ont été réalisés pour vérifier, d'une part l'extension verticale de l'anomalie de vitesse rapide marquant le craton amazonien, et d'autre part, la validité de la scission du craton Amazonien en deux anomalies distinctes, jusqu'à approximativement 80 km de profondeur.

Pour le premier test, une anomalie de vitesse rapide a été rajoutée au modèle de départ (couche à 50 km de profondeur du modèle isotrope *a priori* 3SMAC) sous le craton Guaporé. Le résultat de l'inversion synthétique (Fig. 21) est représenté à 350 km de profondeur.

La construction du modèle tomographique se fait en deux étapes (cf. 3.1.). C'est la première étape, l'inversion de forme d'ondes, qui permet de contraindre les anomalies en fonction de la profondeur. Des tests "synthétiques" complets, c'est-à-dire reproduisant les deux étapes de la construction du modèle, ont été réalisés dans des régions ne comportant pas de zone de subduction, donc pas de modes harmoniques excités (exemple de la corne de l'Afrique, (Debayle et al., 2001)). Il s'avère que, malgré ces conditions défavorables, comparativement à l'Amérique du Sud, la méthode permet d'isoler des anomalies entre 200 et 550 km de profondeur. Les tests réalisés ici sont limités à la deuxième étape de la construction du modèle, mais contiennent une information partielle sur la

capacité à retrouver des anomalies en fonction de la profondeur. Cette information provient des erreurs allouées aux modèles 1D, qui sont les erreurs *a posteriori* sur les modèles Vs 1D obtenus après inversion de forme d'ondes des données réelles. A 350 km de profondeur (Fig. 21), on constate que l'anomalie de vitesse injectée dans le modèle de départ est retrouvée. La comparaison avec les tests réalisés pour la corne de l'Afrique (Debayle et al., 2001), ainsi que la capacité des tests "synthétiques" à retrouver des anomalies en fonction de la profondeur, permettent de penser que si les cratons avaient une profondeur d'enracinement supérieure à 200 km, la méthode et les données utilisées seraient à même de résoudre cette hétérogénéité.

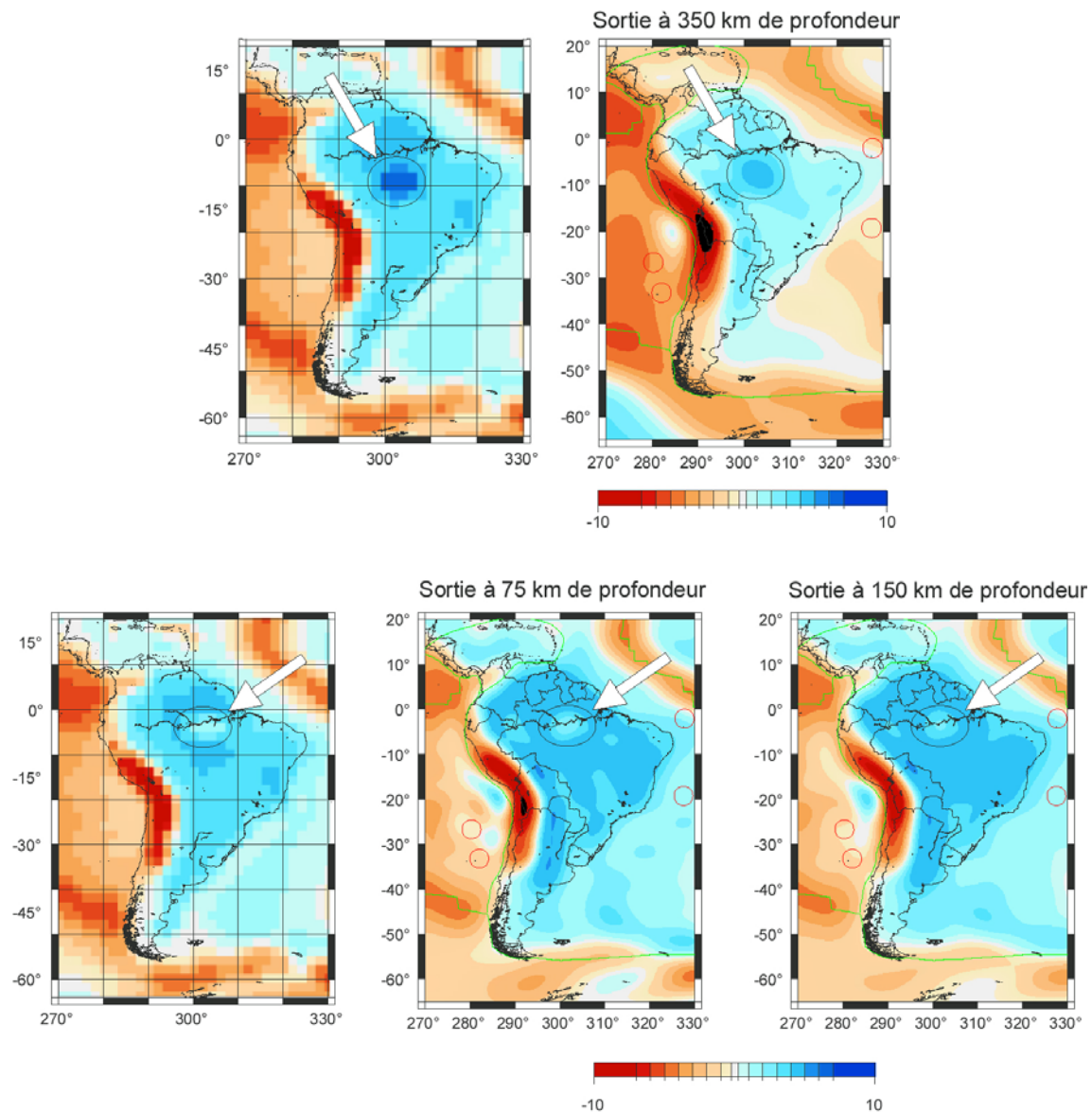


Figure 21 : Test de résolution réalisé selon la même philosophie que l'inversion des données réelles, le modèle de départ étant la couche à 50 km de profondeur du modèle *a priori* 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996). Une anomalie de vitesse positive est injectée dans 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996) à la latitude 8°S, et entre les longitudes 300°E et 304°E, dans le modèle du haut. Une anomalie de vitesse négative est superposée à 3SMAC à la latitude 3°S, entre les longitudes 300°E et 304°E, dans le modèle du bas. Le but des deux tests est d'estimer la profondeur d'enracinement du craton amazonien, et la validité de la scission en deux anomalies distinctes.

Pour le deuxième test, une anomalie de vitesse lente a été rajoutée à hauteur du bassin amazonien. Cette deuxième inversion synthétique (Fig. 21) permet de constater qu'une anomalie de vitesse lente superposée au bassin de l'Amazonie, dans le modèle de départ, est retrouvée dans le modèle synthétique de sortie, à 75 et 150 km de profondeur.

Ces résultats suggèrent que la profondeur d'enracinement n'excède probablement pas 200 km, à l'image des cratons d'Australie (Debayle et Kennett, 2000b), de Sibérie (Priestley et Debayle, 2002), d'Amérique du Nord (Van der Lee et Nolet, 1997), ou encore d'Afrique (Ritsema et Heijst, 2000). De plus, le craton amazonien est divisé en deux domaines, jusqu'à approximativement 80 km de profondeur, séparés par un domaine dont la lithosphère a un caractère cratonique. Cela suggère que le rifting est responsable de la formation du bassin de l'Amazonie (Milani et Zalan, 1999). L'hypothèse du rifting a été corroborée par une étude géochronologique (Tassinari et Macambira, 1999), qui a permis de mettre en évidence plusieurs unités géochronologiques majeures qui se retrouvent de part et d'autre du bassin amazonien.

4.2.3.2. *Le bassin du Paraná*

Une quatrième anomalie de vitesse rapide est observée au sud-ouest du craton du São Francisco, sous le bassin du Paraná (planche 1, jusqu'à 200 km de profondeur). Snoke et James (1997), par analyse d'ondes de surface et des fonctions de transfert, ont mis en évidence une structure en vitesse caractéristique d'une lithosphère cratonique sous le bassin du Paraná. Ce résultat confirme celui de Lesquer et al. (1981) qui, par étude des anomalies gravimétriques mesurées au sud du craton du São Francisco, avaient suggéré que le craton du São Francisco et le bassin du Paraná étaient deux anciens blocs continentaux continus en profondeur, une forte anomalie de Bouguer ayant été interprétée en terme de suture cryptique collisionnelle entre les deux unités.

Dans notre modèle, l'anomalie de vitesse observée sous le Paraná est de l'ordre de +4%, à 150 km de profondeur (planche 1), par rapport à la vitesse de référence qui est de 4.354 km.s^{-1} . Par conséquent, à 150 km de profondeur, le bassin du Paraná est caractérisé dans notre modèle par une vitesse de propagation des ondes S de l'ordre de 4.53 km.s^{-1} , en accord avec les résultats de Snoke et James (1997). Pour ce qui est de l'hypothétique continuité en profondeur des blocs du São Francisco et du Paraná, notre modèle tomographique ne permet pas d'avancer d'hypothèse.

A partir de 200 km de profondeur (planche 1), notre modèle tomographique montre une anomalie de vitesse lente sous le bassin du Paraná. Elle est présente jusqu'à 350 km de profondeur (planche 1). VanDecar et al. (1995) ainsi que Schimmel et al. (sous presse) ont observé en tomographie locale une anomalie de vitesse lente, cylindrique, de 300 km de diamètre, et s'étendant de 200 à 500-600 km de profondeur au sud est du Brésil (voir détails de ces études dans le chapitre

1). L'anomalie de vitesse lente mise en évidence dans notre modèle, est décalée d'approximativement 800 km vers le sud par rapport à celle imagée par les auteurs précédemment cités. Ce décalage suggère que l'anomalie que nous imageons ne correspond pas à celle mise en évidence par VanDecar et al. (1995) et Schimmel et al. (sous presse).

4.2.3.2.1. Test de résolution

Afin de vérifier la validité de l'existence de l'anomalie de vitesse lente imagée au sud-est du Brésil dans notre modèle, ainsi que son extension verticale, un test de résolution a été réalisé : on a ajouté au modèle *a priori* 3SMAC à 50 km de profondeur une anomalie de vitesse rapide (+5%) localisée au sud-est du Brésil à l'endroit où une anomalie de vitesse lente est mise en évidence dans notre modèle. Soit entre les longitudes 302°E et 310°E, et entre les latitudes 28°S et 32°S (planche 5).

Les modèles de sortie à 200, 250, 300 et 350 km de profondeur (planches 5, montrent que l'anomalie de vitesse positive ajoutée au modèle de départ est bien retrouvée. Cela signifie que la couverture en rais disponible est adaptée à l'imagerie d'une anomalie de vitesse au sud est du Brésil. A partir de 250 km de profondeur, si l'anomalie localisée au sud-est du Brésil est bien imagée, on constate un étalement latéral de l'anomalie de vitesse lente correspondant à l'imagerie de la dorsale médio-atlantique. Cet étalement latéral des anomalies suppose une résolution décroissante avec la profondeur et suggère que dans cette région, les trajets associés à des modes harmoniques bien excités sont principalement orientés est-ouest. Néanmoins, comme le montre la carte d'erreur (Fig. 15 et 16), le sud est du Brésil est une région bien résolue du modèle, et par conséquent, ce test synthétique est un argument en faveur de la fiabilité de la présence de l'anomalie de vitesse lente imagée sous le Paraná, ainsi que son extension verticale jusqu'à 350 km de profondeur.

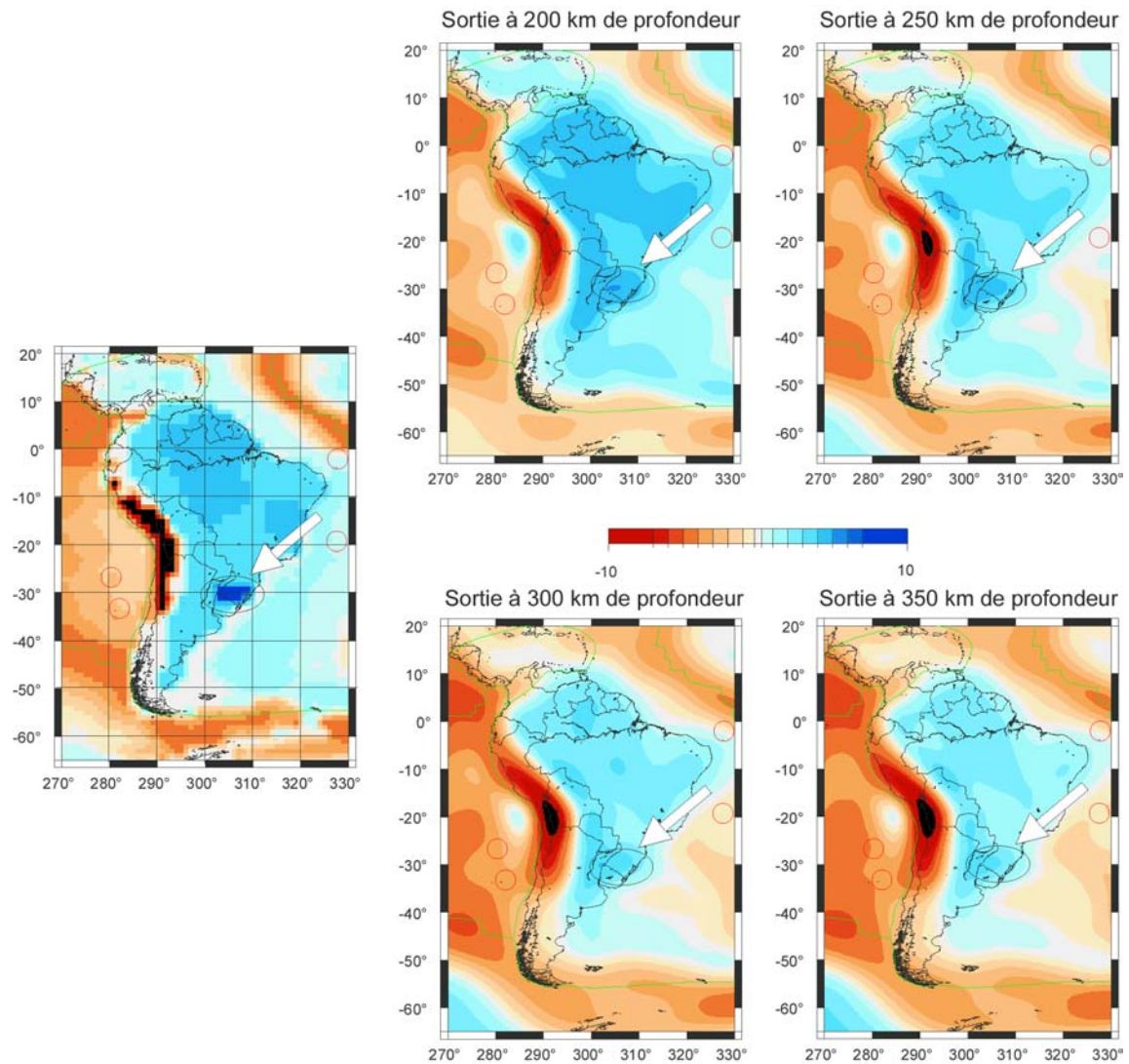


Planche 5:

Test de résolution réalisé selon la même philosophie que l'inversion des données réelles, le modèle de départ étant la couche à 50 km de profondeur du modèle *a priori* 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996). Une anomalie de vitesse rapide a été injectée dans 3SMAC entre les longitudes 302°E et 310°E, et les latitudes 28°S et 32°S.

4.2.3.2.2. Interprétation

Le bassin du Paraná semble caractérisé par une anomalie de vitesse rapide jusqu'à 200 km de profondeur, puis une anomalie de vitesse lente s'étendant verticalement jusqu'à 350 km. L'anomalie de vitesse lente imagée par VanDecar et al. (1995) ainsi que par Schimmel et al. (sous presse), a été interprétée comme représentant la trace fossile de la tête du panache Tristan da Cunha à l'origine de l'épanchement basaltique du Paraná. La carte structurale de localisation des trapps volcaniques de la province Paraná-Etendeka (Chapitre 1 –Fig. 8), indique que la région basaltique s'étend de part et d'autre de l'anomalie mise en évidence en tomographie locale. Son extension vers le sud concorde notamment avec l'anomalie de vitesse lente que nous avons mise en évidence au sud-est du Brésil.

Une étude menée par Turner et al. (1996) sur la formation des provinces continentales d'épanchement basaltique (par la suite, CFB, *Continental Flood Basalt*), met en évidence l'existence de plusieurs types de CFB, concernant les processus mis en œuvre. Les signatures géochimiques d'un certain nombre de CFB sont très différentes de celles de basaltes d'OIB. Une étude indique que les basaltes de certaines de ces provinces sont dérivés de la fusion, en présence de fluides, de péridotites appauvries, ce qui soutient l'hypothèse d'une source dans le manteau lithosphérique (Turner et Hawkesworth, 1995).

Les trapps du Deccan sont associés à de volumineuses séquences de basalte dérivées par décompression de l'asthénosphère liée au passage du point chaud de la Réunion. Dans le cas des trapps du Paraná, il semblerait que le point chaud Tristan da Cunha ait plutôt joué un rôle passif, permettant un transfert de chaleur par conduction et facilitant ainsi la remobilisation d'ancien matériel lithosphérique (Snoke et James, 1997).

De plus, une des caractéristiques principales de la province du Paraná, outre le volume important de basaltes (800.000 km^3) et le faible taux d'éruption ($\sim 0.1 \text{ km}^3 \cdot \text{a}^{-1}$), est un faible facteur d'étirement, impliquant que l'éruption à l'origine de la province d'épanchement basaltique du Paraná a pris place au travers d'une lithosphère épaisse (Turner et al., 1996). Par conséquent, la présence d'une lithosphère épaisse, cratonique, sous le bassin du Paraná (Snoke et James, 1997) est en accord avec les résultats de l'étude de Turner et al. (1996), et la préservation de l'anomalie de vitesse positive entre la surface et 200 km de profondeur suggère que la lithosphère cratonique a été peu affectée par le panache.

Il reste cependant difficile de trouver un modèle permettant d'expliquer dans quelle mesure la trace fossile d'un panache mantellique, associée à des épanchements basaltiques très importants en surface, peut être localisée sous une lithosphère cratonique, sans aucune indication, au niveau de cette racine, de la remontée du panache. Une hypothèse envisageable serait que la remontée du matériel magmatique, jusqu'à la surface, se soit effectuée grâce à un réseau de *dykes*, dont les

dimensions seraient telles (quelques dizaines à centaines de mètres), que ces *dykes* ne puissent pas être imagés, ni en tomographie régionale, ni en tomographie globale.

4.3. Modèle anisotrope : résultats et discussion

4.3.1. Introduction

Après avoir inversé les données dans le but de retrouver les variations latérales isotropes de vitesse de propagation des ondes sismiques, l'inversion a été réitérée en prenant cette fois en compte l'anisotropie azimutale. Nous avons conservé pour l'inversion anisotrope la valeur de L_{corr} déterminée lors de l'inversion isotrope, c'est à dire 400 km. L'écart-type *a priori* sur les paramètres anisotropes est égal à 0.005 km.s^{-1} . Cette valeur est très petite comparativement à l'écart-type *a priori* imposé sur β_V (0.05 km.s^{-1}), mais elle est nécessaire pour obtenir des amplitudes raisonnables de G utilisant les valeurs attendues des coefficients élastiques dans le manteau supérieur, tels qu'estimés par Estey et Douglas (1986). Cette information *a priori* contrôle l'amplitude des perturbations anisotropes (Lévêque et al., 1998). Aucune contrainte *a priori* n'est par contre imposée sur les directions de l'anisotropie azimutale, car dans le modèle *a priori*, A_1 et A_2 ont pour valeur 0.

4.3.2. Résultats

Les résultats de l'inversion anisotrope des données réelles sont présentés à 100, 150 et 200 km de profondeur (planche 6) :

- A 100 km de profondeur, le pourcentage moyen d'anisotropie azimutale de vitesse des ondes Sv à l'échelle de la région d'étude est de **1.5%**, avec un maximum d'anisotropie de 9.0% à hauteur de Lima, Pérou (12°S ; 282°E),
- à 150 km de profondeur, le pourcentage moyen d'anisotropie est de **1.3%**, avec un maximum de 15.3%, au nord est d'Antofagasta, Chili (23°S ; 291°E),
- à 200 km de profondeur, le pourcentage moyen d'anisotropie est de **0.6%**, avec un maximum d'anisotropie de 7.3%, au nord est du Chili, à hauteur de la ville d'Iquique (21°S ; 291°E),

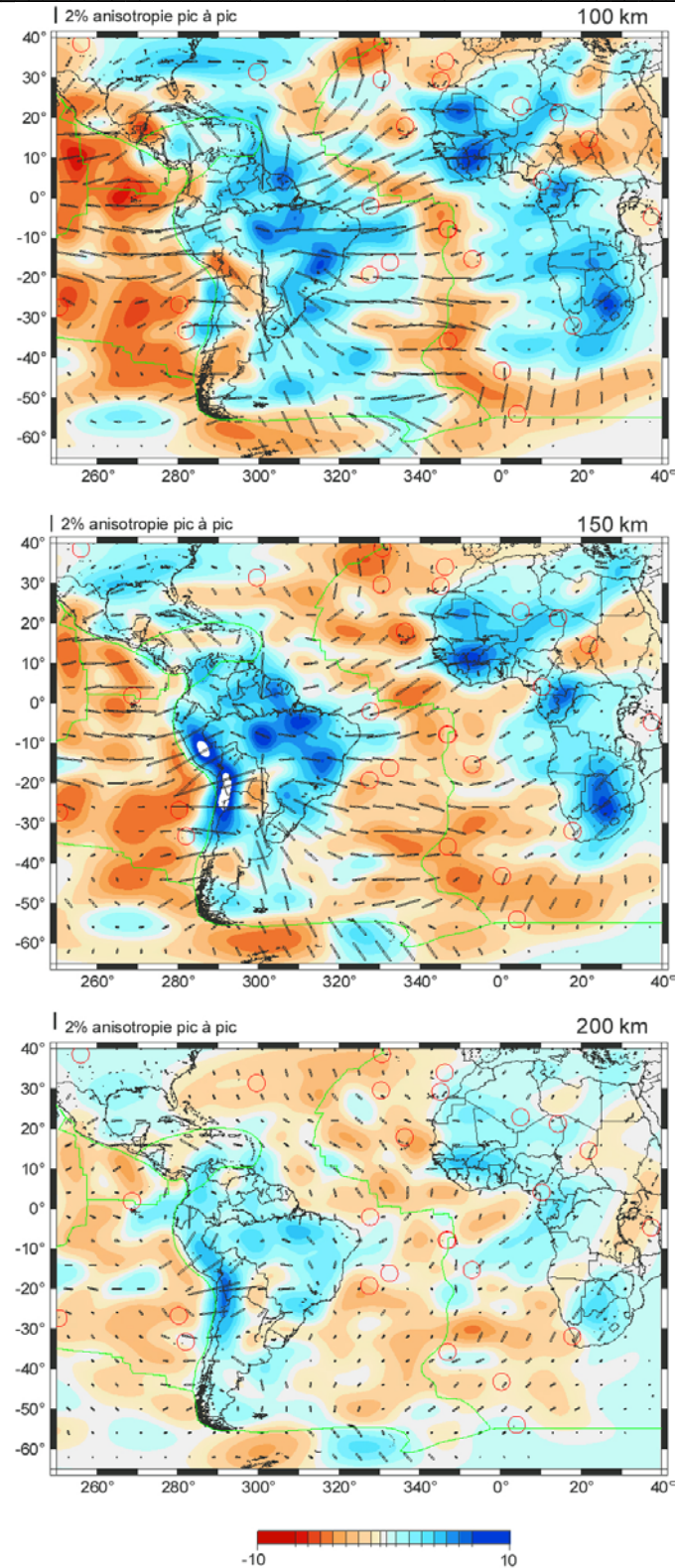


Planche 6 :

Présentation de l'anisotropie azimutale à 100, 150 et 200 km de profondeur. Le code de couleur représente les variations latérales de vitesse de propagation des ondes Sv comme dans le cas de l'inversion isotrope (planche 1). Les barres noires indiquent la direction pour laquelle la vitesse des ondes de Rayleigh est maximale, leur longueur est proportionnelle au pourcentage d'anisotropie pic à pic. Les cercles rouge matérialisent les principaux point chauds de l'Atlantique sud et du Pacifique est, les lignes vertes représentent, quant à elles, les limites de plaques.

Une comparaison des cartes de représentation de l'anisotropie azimutale (planche 6) avec les cartes représentant le modèle isotrope (planche 1), permet de constater que la distribution des hétérogénéités de vitesse n'est pas, de façon générale, affectée par l'extraction de l'anisotropie azimutale.

4.3.3. Fiabilité des résultats

4.3.3.1. Trade-off entre anisotropie azimutale et hétérogénéités latérales de vitesse

Afin de tester le modèle anisotrope, nous avons réalisé un premier test synthétique permettant de retrouver à diverses profondeurs la distribution des hétérogénéités de vitesse du modèle d'entrée 3SMAC à 50 km de profondeur. Les synthétiques sont calculés pour chaque trajet en prenant à chaque profondeur le modèle 3SMAC à 50 km de profondeur comme modèle de départ, et en considérant les mêmes *a priori* que dans l'inversion sur les données réelles, mais en permettant l'extraction de la composante anisotrope.

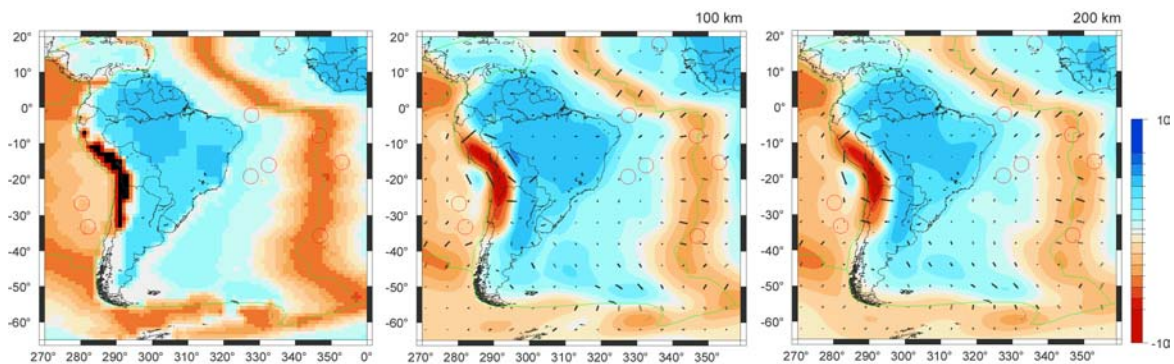


Figure 22 : Analyse du *trade-off* entre anisotropie azimutale et hétérogénéités latérales de vitesse. La carte de gauche représente le modèle de départ, soit la couche à 50 km de profondeur du modèle isotrope *a priori* 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996). Les cartes du milieu et de droite représentent les résultats des tests synthétiques, réalisés en considérant les mêmes *a priori* que dans l'inversion sur les données réelles, à 100 et 200 km de profondeur.

Les directions d'anisotropie azimutale représentées par les barres noires (Fig. 22) sont intégralement dues au *trade-off* entre la partie isotrope et la partie anisotrope du modèle, le modèle d'entrée, 3SMAC à 50 km de profondeur, étant isotrope. L'inversion tendant à rester au plus proche du modèle de départ, plutôt que d'induire d'importantes perturbations de vitesse en certains endroits du modèle, les données vont être expliquées par une perturbation de vitesse raisonnable, associée à une direction d'anisotropie. Il s'agit du *trade-off* entre hétérogénéités latérales de vitesse et anisotropie. Dans le cas présent, on constate que le *trade-off* est faible pour la majorité du continent, à l'exception de la courbure de la Cordillère des Andes, région correspondant, dans la partie isotrope, aux plus

fortes hétérogénéités de vitesse latérales. De même, à 100 km comme à 200 km de profondeur, un *trade-off* apparaît le long de la direction moyenne de la dorsale médio-atlantique. Par conséquent, ces deux régions du modèle devront être interprétées avec précaution, car les directions d'anisotropie que l'on retrouve sont en partie dues à un problème de *trade-off*.

4.3.3.2. Influence de la longueur de corrélation

Le modèle dépend forcément de l'*a priori* et de la longueur de corrélation que l'on introduit. L'influence du paramètre L_{corr} sur les résultats a donc été testée. En faisant varier la longueur de corrélation, on introduit un *trade-off* entre anisotropie et hétérogénéités de faible longueur d'onde. Si la longueur de corrélation sur V_s est faible, les données peuvent être expliquées par des variations latérales de faible amplitude de la vitesse de propagation des ondes. En augmentant la longueur de corrélation, les variations latérales de vitesse de faible amplitude ne sont plus autorisées, et il faut prendre en compte l'anisotropie pour expliquer les données réelles. Dans un cas extrême où la longueur de corrélation serait égale à 10000 km pour V_s , les hétérogénéités latérales de vitesse seraient supprimées dans l'Atlantique. En conservant une longueur de corrélation anisotrope égale à 400 km, les données pourraient alors être expliquées par une importante anisotropie.

Un test a été effectué sur les données réelles, en considérant successivement des longueurs de corrélation sur V_s et des longueurs de corrélation anisotrope de 200 et 400 km (Fig. 23). Quelles que soient les longueurs de corrélation considérées, le schéma d'anisotropie à 100 km de profondeur reste le même, à l'amplitude près. Plus la longueur de corrélation augmente, moins les faibles variations latérales de vitesse de propagation des ondes sont autorisées, et plus l'amplitude de l'anisotropie est importante.

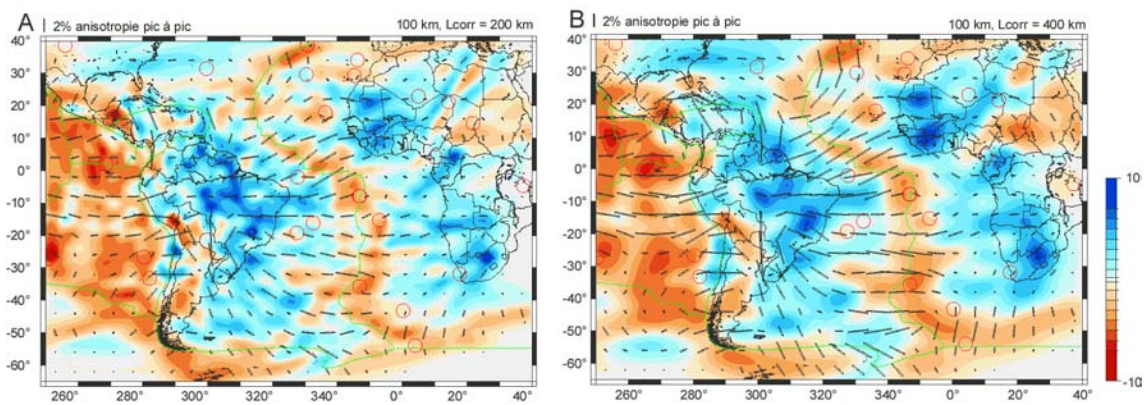


Figure 23 : Modèle tomographique anisotrope à 100 km de profondeur, pour deux longueurs de corrélation différentes : (A) $L_{\text{corr}} = 200$ km, (B) $L_{\text{corr}} = 400$ km. Le code de couleur représente les variations latérales de vitesse de propagation des ondes S_v comparativement à notre modèle isotrope. Les barres noires indiquent la direction de propagation rapide des ondes de Rayleigh, la longueur des barres étant proportionnelle au pourcentage d'anisotropie crête-crête. Les cercles rouges matérialisent les principaux points chauds, et les lignes vertes, les limites de plaques.

4.3.3.3. Tests de résolution

Pour pouvoir déterminer le schéma d'anisotropie azimutale à partir de l'étude des ondes de Rayleigh, il est nécessaire de disposer d'une distribution azimutale de rais suffisamment dense, avec en théorie un minimum de trois rais avec des azimuts différents par cellule de longueur de corrélation L_{corr} . Les tests de résolution sont un moyen efficace pour vérifier comment une distribution de directions anisotropes peut être retrouvée à partir de la couverture en rais disponible et des *a priori* mis dans l'inversion.

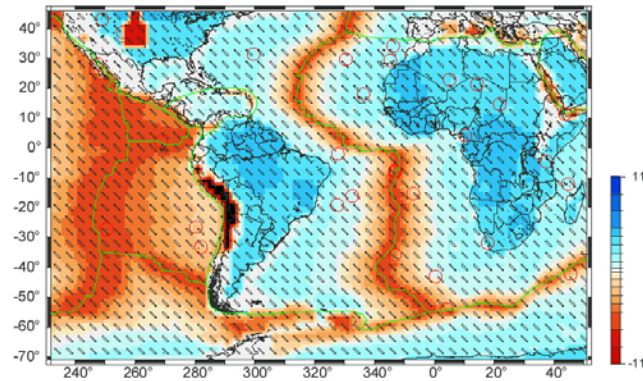
Le principe des tests de résolution est similaire à celui des tests réalisés dans le but de contraindre les variations latérales de vitesse de propagation des ondes sismiques dans le modèle isotrope (4.2.2.2.1.). Les directions d'anisotropie azimutale sont superposées à la couche à 50 km de profondeur du modèle isotrope *a priori* 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996), qui est considéré comme modèle de départ pour chaque profondeur.

Cette couche anisotrope nous sert de modèle d'entrée dans nos tests de résolution, et ce modèle d'entrée est le même à toutes les profondeurs. C'est-à-dire que si on réalise des inversions à 100, 150 et 200 km de profondeur, on entre comme modèle d'entrée à chaque profondeur la couche à 50 km de profondeur du modèle isotrope *a priori* 3SMAC à laquelle on a superposé un schéma d'anisotropie. On considère ainsi, en entrée, que l'anisotropie existe aussi bien à 100, 150 que 200 km de profondeur, et on vérifie si cette hypothèse est exacte en regardant si la couverture en rais dont nous disposons nous permet de retrouver ce schéma d'anisotropie à ces profondeurs. Si tel est le cas, on peut supposer qu'il y a existence d'anisotropie à ces trois profondeurs.

4.3.3.3.1. Cas A : distribution uniforme d'orientation 315°E

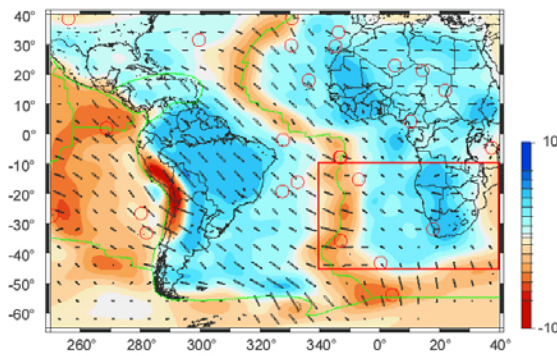
Si la couverture en rais est suffisamment dense, les ondes de surface devraient être à même de retrouver la distribution simple des directions préférentielles imposée. Les résultats (cas A, planche 7) montrent que le modèle d'entrée est bien résolu sur le continent, ainsi que dans la partie est de l'océan Pacifique, et à l'ouest de la dorsale médio-atlantique. A l'est de la dorsale, les directions préférentielles imposées ne sont pas retrouvées au-dessous de 10°S (rectangle rouge). Entre les latitudes 10°S et 45°S, les directions d'anisotropie azimutale retrouvées sont orientées est-ouest, perpendiculaires à la ride, tandis qu'à l'est de la dorsale, l'amplitude de l'anisotropie est très faible comparativement au modèle d'entrée. Ces résultats sont probablement dus à une dégradation de la distribution azimutale de rais à l'est de la longitude 340°E, permettant de retrouver certaines directions plus facilement que d'autres. Un autre test a été réalisé avec une distribution des orientations préférentielles orientée à 45°E : de même que ci-dessus, les directions sont bien retrouvées pour le continent et le Pacifique est, mais pas à l'est de la dorsale médio-atlantique en dessous de 10°S.

Modèle d'entrée : 3SMAC à 50 km de profondeur
avec schéma d'anisotropie linéaire



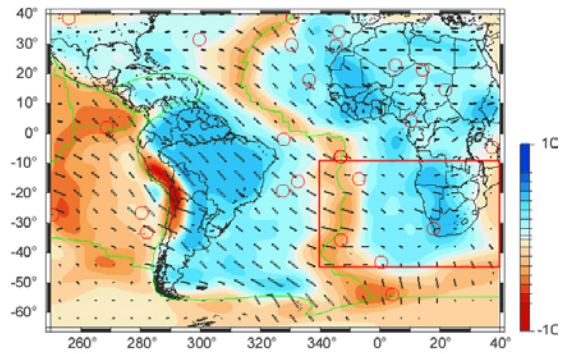
Sortie à 100 km de profondeur

1 2% anisotropie pic à pic



Sortie à 150 km de profondeur

1 2% anisotropie pic à pic



Sortie à 200 km de profondeur

1 2% anisotropie pic à pic

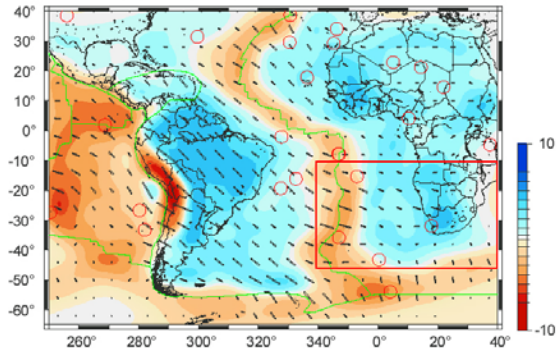
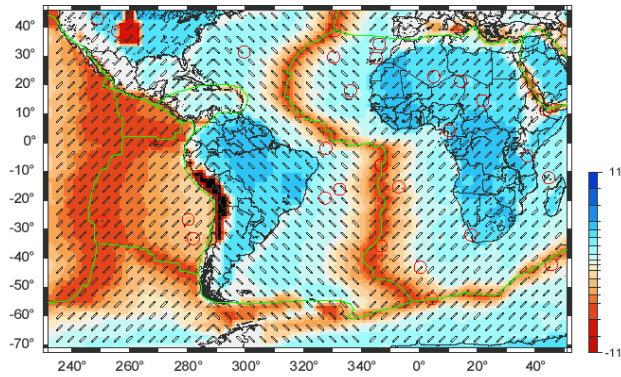


Planche 7 :

Test de résolution réalisé selon la même philosophie que l'inversion des données réelles, le modèle de départ étant la couche isotrope à 50 km de profondeur du modèle a priori 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996).

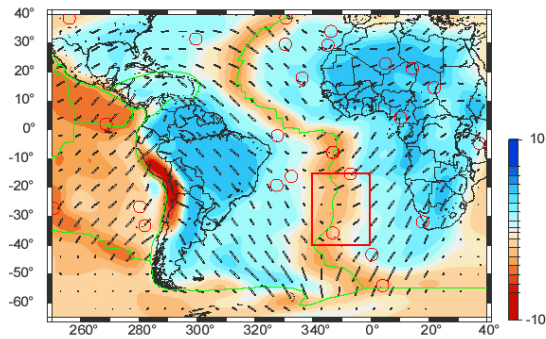
Cas A : Un schéma d'anisotropie uniforme est superposé à la couche à 50 km de profondeur du modèle isotrope a priori 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996). La direction d'anisotropie imposée est orientée à 315°E. Les résultats de l'inversion anisotrope synthétique sont présentés à 100, 150 et 200 km de profondeur.

Modèle d'entrée : 3SMAC à 50 km de profondeur
avec schéma d'anisotropie en chevrons



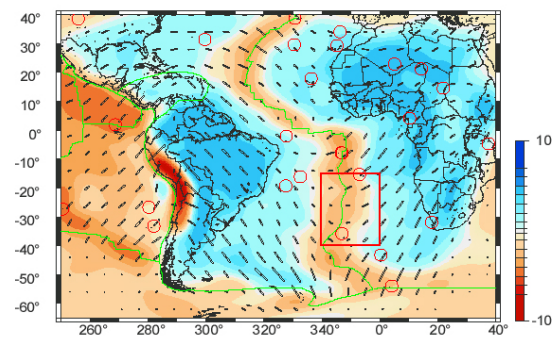
Sortie à 100 km de profondeur

| 2% anisotropie pic à pic



Sortie à 150 km de profondeur

| 2% anisotropie pic à pic



Sortie à 200 km de profondeur

| 2% anisotropie pic à pic

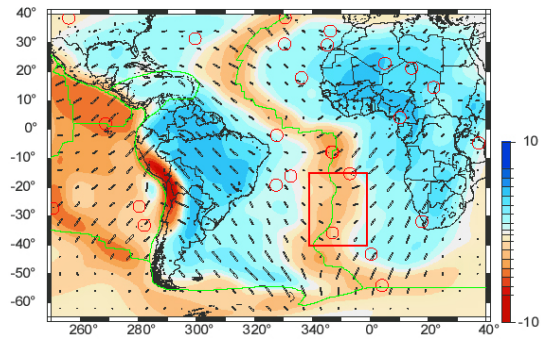


Planche 8 :

Cas B : Le schéma d'anisotropie correspond à un chevron, de direction alternativement 45°E et 135°E, avec changement d'orientation respectivement à 290°E et 340°E.

Les résultats de l'inversion anisotrope synthétique sont présentés à 100, 150 et 200 km de profondeur.

4.3.3.3.2. Cas B : changements d'orientation à 290°E et 310°E

Les directions d'anisotropie imposées sont globalement bien retrouvées dans une bande située entre les latitudes 20°N et 30°S (planche 8), à l'exception d'un domaine situé entre 10°S et 30°S et entre 340°E et 0° (rectangle rouge). La région bien résolue correspond à la couverture en rais la plus dense (Fig. 9 et 10) et englobe l'intégralité du continent sud américain, l'océan Pacifique est, ainsi que la partie de l'océan Atlantique situé à l'ouest de la dorsale médio-océanique. Dans ces parties du modèle, la direction de l'anisotropie azimutale est restituée, mais pas son amplitude. Hors de cette zone, la distribution des directions préférentielles n'est plus retrouvée, ces parties du modèle correspondant aux régions où la couverture en rais est de moins en moins dense. Ce test permet de constater qu'un changement brusque d'orientation préférentielle de 90° est lissé à l'endroit précis où le changement se produit, et les directions peuvent être complètement fausses. Un autre test a été réalisé, en considérant deux changements d'orientation des directions, distants de 20°, au lieu de 50° comme dans le cas présent. Nous avons alors constaté que si plusieurs changements brusques de directions se produisent sur des distances courtes devant la longueur de corrélation, les directions ne seront pas retrouvées dans le modèle synthétique de sortie à cause du lissage horizontal trop important dû à la longueur de corrélation horizontale.

Ces deux tests de résolution suggèrent que les directions d'anisotropie déterminées à partir des ondes de surface sont à interpréter avec précaution. Bien que la distribution des directions préférentielles soit bien retrouvée sur le continent, dans l'océan Pacifique est, ainsi qu'à l'ouest de la dorsale médio-atlantique, la couverture en rais paraît favoriser certaines directions d'anisotropie, ce qui peut induire des biais dans les résultats. De plus, de brusques changements d'orientation des directions préférentielles ne seront pas retrouvés compte-tenu de la longueur de corrélation horizontale considérée dans l'inversion.

4.3.4. Résultats et discussion

4.3.4.1. *Domaine océanique*

Dans le cas simple du déplacement d'une plaque sur un manteau "immobile", une modélisation de l'anisotropie sismique (Tommasi, 1998) a mis en évidence le fait qu'un gradient de vitesse entre la plaque et le manteau supérieur peut être à l'origine de l'anisotropie. Dans ce cas, la direction d'orientation préférentielle mise en évidence dans le manteau supérieur est parallèle à l'APM de la plaque sus-jacente. L'APM de la plaque sud américaine est orientée N249° (Fig. 24).

Les cartes à 100 et 150 km de profondeur (planche 6) montrent que dans l'océan Atlantique, les directions d'anisotropie sont perpendiculaires à la direction moyenne de la ride médio-atlantique, et relativement cohérentes avec l'APM calculé à partir du modèle HS2-Nuvel 1 (Gripp et Gordon, 1990), particulièrement entre les latitudes 10°N et 10°S (Fig. 24). Silveira et al. (1998, 2002 (Silveira et Stutzmann, 2002; Silveira et al., 1998)) dans leur tomographie anisotrope en ondes de surface de l'océan Atlantique, ont obtenu un résultat similaire. Dans la partie est de l'océan Pacifique, il y a une bonne concordance entre les directions d'anisotropie mesurées et l'APM, entre 0° et 20°S.

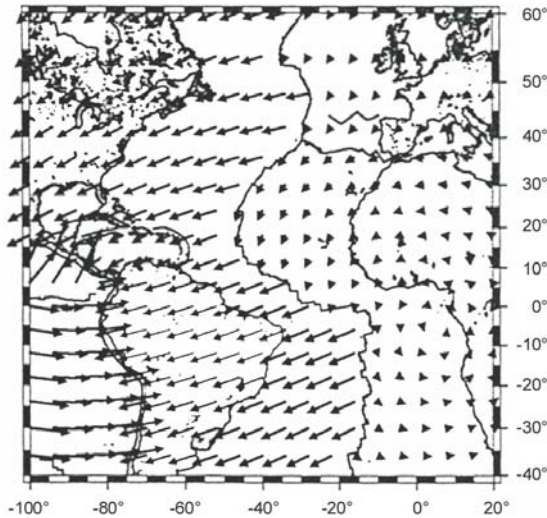


Figure 24 : Orientations des directions du mouvement absolu des plaques (d'après le modèle HS2-Nuvel 1, Gripp et Gordon (1990) dans Silveira et al., 1998).

Sur la carte à 200 km de profondeur (planche 6), il n'y a plus, dans les océans, d'anisotropie significative. Il semble qu'il n'existe plus de déformation grande échelle sous les domaines océaniques environnant le continent sud américain au delà de 150 km de profondeur.

4.3.4.2. *Domaine continental*

En domaine continental, le schéma d'anisotropie est complexe, et compte-tenu de la longueur d'onde horizontale des ondes de surface, et de la complexité structurale du continent sud américain, aucune direction de propagation préférentielle ne prédomine à l'échelle continentale. Cependant, à 200 km de profondeur, on note une direction préférentielle perpendiculaire à l'axe d'allongement de la subduction andine, à hauteur de la Bolivie. L'amplitude de l'anisotropie azimutale y est d'ailleurs maximum à cette profondeur (planche 6).

Les résultats obtenus à partir des ondes de surface sont en désaccord avec ceux obtenus par diverses études de détermination de l'anisotropie sismique à partir de la biréfringence des ondes de cisaillement téléseismiques. Les mesures de biréfringence des ondes S ont une résolution latérale de

l'ordre de quelques dizaines de kilomètres. Pour ce qui est de l'anisotropie déduite des ondes de surface par contre, la gamme de fréquences sur laquelle nous travaillons impose des longueurs d'ondes comprises entre 200 et 600 km. Or, la juxtaposition de domaines tectoniques différents à l'échelle lithosphérique induit des directions d'anisotropie variant très rapidement en une région donnée (voir chapitre 4). Par conséquent, les directions obtenues à partir des ondes de surface sont "lissées", et ne permettent pas de rendre compte de toutes les variations locales. La figure 25 représente une compilation des différents résultats de mesures de la biréfringence des ondes de cisaillement téléseismiques S à l'échelle du continent, et permet une comparaison avec les résultats obtenus à partir des ondes de surface (planche 6).

Le désaccord le plus important entre les ondes de volume et de surface, se trouve à la limite sud des Caraïbes. Russo et al. (1996) y ont mis en évidence (n° 9, Fig. 25) une polarisation de l'onde S rapide orientée globalement est-ouest, corroborant ainsi les mesures réalisées le long de la Cordillère (Russo et Silver 1994), permettant aux auteurs de supposer un flux mantellique parallèle à la fosse, avec échappement de matériel aux extrémités du continent, de part et d'autre d'un point dit de "stagnation", localisé à hauteur de la Bolivie. L'anisotropie azimutale à 100 km de profondeur, déterminée à partir des ondes de Rayleigh, montre par contre dans cette région une direction préférentielle orientée nord-sud (planche 6). Les résultats obtenus le long de la Cordillère des Andes ne concordent pas non plus avec les études de déphasage d'ondes de cisaillement téléseismiques. A hauteur du point de "stagnation" supposé par Russo et Silver (1994), nous observons une direction d'anisotropie orientée est-ouest, dans la direction de plongement de la plaque Nazca sous la plaque sud américaine, soit selon l'APM de la plaque Pacifique, et non parallèle à la fosse.

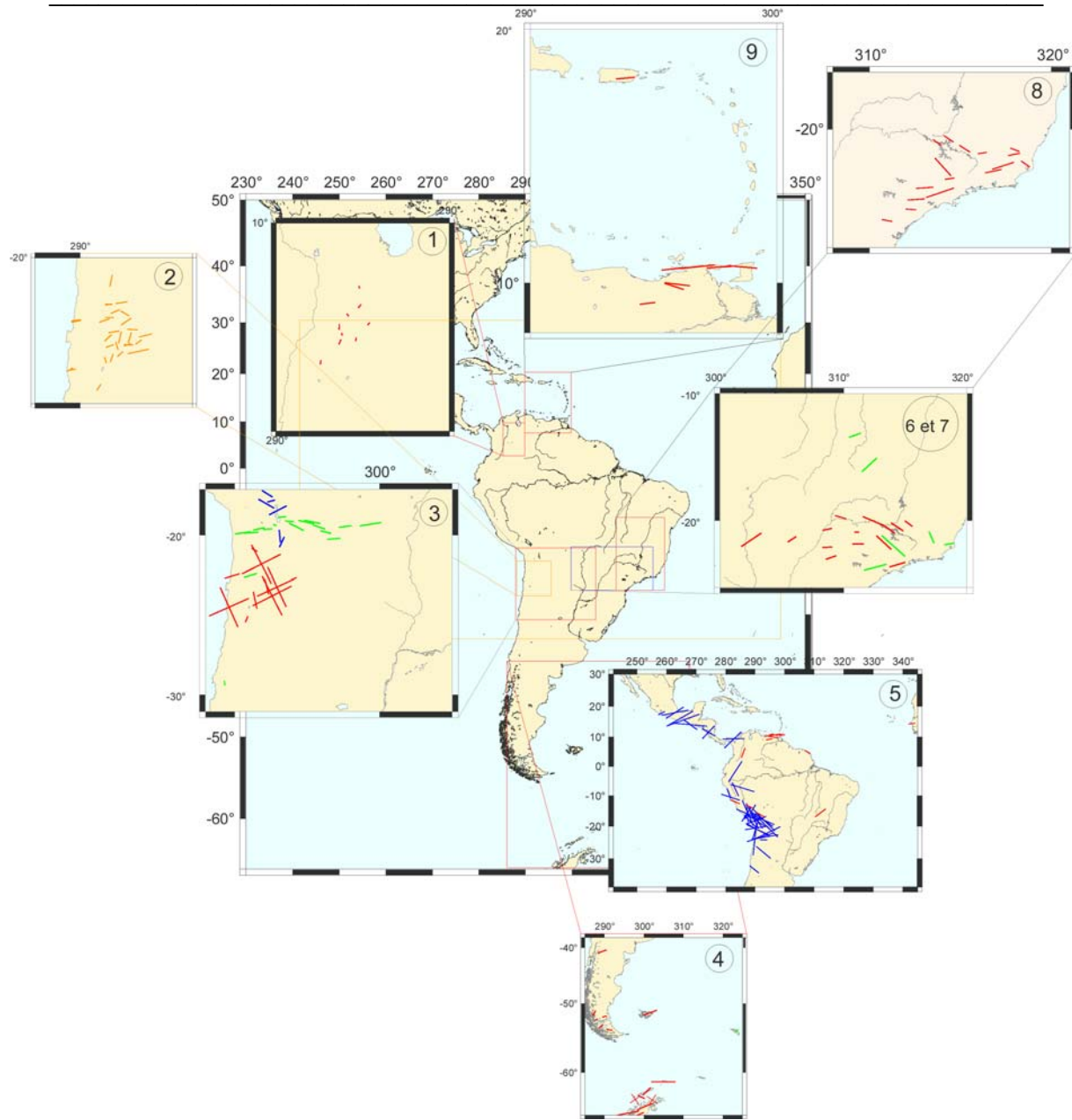


Figure 25 : Compilation des principales mesures d'anisotropie sismique obtenues pour le continent sud américain, principalement à partir de l'analyse de phases SK(K)S, PK(K)S, et S. Les barres correspondent au délai mesuré entre l'arrivée de l'onde quasi-S la plus rapide et la plus lente. Les longueurs des barres sont proportionnelles entre elles pour chaque carte, mais non d'une carte à l'autre. Les échelles n'ont pas été représentées, la seule information importante dans cette figure étant la direction d'orientation du plan de polarisation.

1) (Shih et al., 1991), 2) (Bock et al., 1998), 3) (Polet et al., 2000), 4) (Helffrich et al., 2002), 5) Russo et al., 1994, 6) (James et Assumpção, 1996), 7) Assumpção, communication personnelle, 8) Heintz et al. (voir chapitre 4), 9) (Russo et al., 1996)

Montagner et al. (2000) ont réalisé une étude permettant de comprendre dans quelle mesure il est possible de relier l'information concernant l'anisotropie sismique obtenue à partir des ondes de volume d'une part, et à partir des ondes de surface, d'autre part. Ils ont dérivé des relations entre δt et

ϕ (paramètres anisotropes déterminés à partir des ondes de volume), et G_c et G_s (paramètres anisotropes obtenus à partir des ondes de surface). Ces relations permettent, à partir des paramètres des ondes de surface, de calculer des paramètres anisotropes δt et ϕ apparents, et de les comparer aux résultats obtenus grâce aux ondes de volume. La comparaison, à l'échelle globale, des délais temporels apparents et des directions de propagation rapide, dérivés du modèle AUM (*Anisotropic Upper Mantle* (Montagner et Tanimoto, 1991)), avec les données de déphasage des ondes de cisaillement SKS (Silver, 1996), a mis en évidence une absence de corrélation entre les deux jeux de données, du fait que :

- le déphasage des ondes S est, le plus souvent, mesuré sur les continents. Dans ces domaines, en raison de la complexité structurale de la lithosphère sur de courtes distances, le *trade-off* entre anisotropie et hétérogénéités latérales est le plus important en ce qui concerne les ondes de surface,
- en domaine océanique, l'anisotropie azimutale des ondes de Rayleigh est bien mieux résolue, en raison de l'homogénéité de structure des plaques océaniques. Malheureusement, peu de mesures de déphasage des ondes de cisaillement existent pour les océans. La plupart des mesures ont été effectuées sur des îles, qui constituent des objets géologiques très particuliers, généralement situés au-dessus de panaches mantelliques,
- les ondes S et les ondes de surface ne sont pas sensibles aux mêmes structures : les ondes S sont sensibles aux structures de petite échelle (de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres, des variations notables d'anisotropie pouvant être observées en des stations distantes de 30 à 50 km), tandis que les ondes de surface le sont aux structures de grande échelle (à 100s. de période, la longueur d'onde d'une onde de surface est de 400 km).

Ainsi, la comparaison entre les paramètres anisotropes apparents déduits des ondes de surface, et ceux obtenus à partir des mesures de la direction du plan de polarisation et du déphasage des temps d'arrivée des ondes de cisaillement téléseismiques, n'est représentative que pour des régions présentant une homogénéité des structures à grande échelle, n'induisant pas de variations latérales des paramètres anisotropes (par ex., les océans). Par conséquent, les mesures d'anisotropie azimutale des ondes de surface sont à interpréter avec précaution. Un résultat fort ressort néanmoins de cette étude : l'absence d'anisotropie sismique sous le continent sud américain au-delà de 150 km de profondeur, hormis au niveau de la Bolivie, où la direction préférentielle est orientée selon l'APM de la plaque Nazca subductant sous la plaque Amérique du Sud.

5. Conclusion

La méthode utilisée dans le cadre de cette étude a permis de traiter une quantité importante de données en un temps relativement restreint. Nous avons ainsi réalisé un modèle tomographique en ondes de surface de la plaque Amérique du Sud, prenant en compte les variations azimutales des ondes de Rayleigh. La résolution de ce modèle, intermédiaire entre les modèles globaux et les modèles locaux, apporte une vision d'ensemble de la structure de la plaque sud américaine. Elle permet de mettre en évidence à la fois des structures corroborant les résultats des diverses études de tomographie globale, notamment les grandes provinces cratoniques, mais également des hétérogénéités latérales de vitesse imagées à l'échelle des tomographies locales, telles que par exemple l'anomalie de vitesse très lente mise en évidence dans le coin mantellique sous la Bolivie. Cette anomalie a été imagée par les tomographies locales réalisées dans les Andes autour de la latitude 20°S, mais n'est pas visible en tomographie globale, son extension latérale étant trop restreinte. De la même manière, alors que les modèles globaux ne mettent pas en évidence de structures particulières au sud-est du Brésil, notre modèle suggère l'existence d'une anomalie de vitesse lente au sud du bassin du Paraná. Les tests de résolution suggèrent que cette anomalie est réelle. Celle-ci est décalée d'approximativement 800 km au sud par rapport à celle imagée en tomographie locale par VanDecar et al. (1995) et Schimmel et al. (sous presse). L'anomalie mise en évidence par ces auteurs, interprétée comme représentant la trace fossile du panache Tristan da Cunha, à l'origine de la formation des trapps du Paraná (130-140 Ma), n'apparaît pas dans notre modèle. Toutefois, son extension latérale étant de l'ordre de 300 km, et la résolution latérale de notre modèle étant de quelques centaines de kilomètres, il se peut que cette anomalie soit de trop petite dimension pour pouvoir être mise en évidence dans notre modèle.

Ce modèle met également en évidence des anomalies de vitesse sismique détectées ni par les méthodes globales (manque de résolution), ni par les méthodes locales. C'est le cas des anomalies de vitesse lente imagées à la jonction des dorsales du Chili (au sud) et des Cocos-Carnegie (au nord), avec la côte sud américaine. D'extension latérale trop limitée pour avoir été mises en évidence par les modèles tomographiques globaux, ces anomalies sont probablement liées à la subduction de rides océaniques. Elles pourraient suggérer des lieux de passage d'un flux mantellique de part et d'autre des extrémités du continent sud américain, assurant ainsi la conservation de la masse entre le bassin Pacifique et le bassin Atlantique. Ce flux mantellique a été suggéré par Russo et Silver (1994), après étude de la biréfringence des ondes de cisaillement téléseismiques S le long de la Cordillère des Andes. L'analyse de leurs résultats leur a permis de supposer un flux mantellique parallèle à la fosse, avec échappement de matériel aux extrémités du continent, de part et d'autre d'un point dit de "stagnation", localisé à hauteur de la Bolivie. Une étude récente de déphasage des ondes de cisaillement SKS (Helffrich et al., 2002) réalisée à l'extrême sud du continent n'a toutefois

montré aucune preuve de fluage asthénosphérique actuel autour de la terminaison sud de l'Amérique du Sud.

L'étude de l'anisotropie azimutale des ondes de Rayleigh nous a permis de déterminer les directions de propagation rapide des ondes en domaine océanique et continental. Au sein de l'océan Atlantique, les directions d'anisotropie sont perpendiculaires à la direction moyenne de la ride médio-atlantique, et relativement cohérentes avec l'APM calculé à partir du modèle HS2-Nuvel 1 (Gripp et Gordon, 1990). Dans la partie est de l'océan Pacifique, il y a une bonne concordance entre les directions d'anisotropie mesurées et l'APM, entre 0° et 20°S. A hauteur des extrémités nord et sud du continent, les directions d'anisotropie azimutale mises en évidence par cette méthode ne permettent pas de supposer le flux mantellique suggéré par Russo et Silver (1994). Au contraire, au lieu de trouver, à l'extrémité nord du continent, une direction d'anisotropie azimutale orientée est-ouest, et suggérant de la sorte ce flux de matière du bassin Pacifique au bassin Atlantique, nous mettons en évidence une direction préférentielle orientée nord-sud. De même, à hauteur du point de "stagnation" supposé par Russo et Silver (1994), nous observons une direction d'anisotropie orientée dans la direction de plongement de la plaque Nazca sous la plaque sud américaine, et non parallèle à la fosse. A 200 km de profondeur, on n'observe plus, dans les océans, d'anisotropie significative. Il semblerait ainsi qu'il n'existe plus de déformation grande échelle sous les domaines océaniques environnant le continent sud américain au delà de 200 km de profondeur.

En domaine continental, la résolution latérale de notre tomographie en ondes de Rayleigh ne permet pas de retrouver les variations de faibles longueur d'ondes. Comme la structure du continent sud américain varie fortement latéralement à l'échelle de quelques centaines de kilomètres, les ondes de surface moyennent l'anisotropie, tandis que les ondes de volume (SKS, SKKS, PKS...) permettent de résoudre les variations latérales à l'échelle locale. Une comparaison directe de l'anisotropie sismique obtenue avec les ondes de surface et avec les ondes de volume, n'est pas possible. Cependant, les ondes de surface apportent une information importante : la localisation en profondeur de la (ou des) couche(s) anisotrope(s). En effet, l'application de la méthode à l'échelle du continent sud américain a permis de mettre en avant l'absence d'anisotropie à grande échelle en dessous de 150 km de profondeur, hormis au niveau de la Cordillère des Andes, où une anisotropie probablement associée au plongement de la plaque Nazca subsiste jusqu'à 200 km. Ainsi, les 150 premiers kilomètres du manteau supérieur sous le continent sud américain sont anisotropes. Ce résultat place une contrainte quant à la localisation verticale de l'anisotropie mise en évidence par les mesures de biréfringence des ondes de cisaillement téléseismiques au sud-est du Brésil.

Chapitre 3

Contexte géologique de la partie sud-est du Brésil et principaux résultats sismologiques



Chapitre 3

Contexte géologique de la partie sud-est du Brésil et principaux résultats sismologiques

1. Le sud-est du Brésil

La région sur laquelle se focalise le projet BLSP (Brazilian Lithosphere Seismic Project) dans lequel s'insère ce travail, s'étend sur approximativement 100.000 km², du sud de São Paulo à 500 km au nord de Rio de Janeiro, le long de la côte Atlantique. A l'intérieur des terres, elle s'étend jusqu'au centre du bassin du Paraná (à la longitude 309°E) vers l'ouest, et jusqu'à Brasilia vers le nord.

L'évolution géologique de la partie sud-est du Brésil couvre une période de temps allant de l'Archéen au Cénozoïque, et regroupe de grandes unités tectoniques (Fig. 1). On distingue notamment la terminaison sud du craton du São Francisco, comprenant des blocs datés de 2.5 à 3.2 Ga (Teixeira et Figueiredo, 1991), et qui s'est stabilisé il y a environ 1.5 Ga. Ce craton est entouré de chaînes mobiles néoproterozoïques diachrones, la chaîne Brasilia à l'ouest et la chaîne Ribeira à l'est, toutes deux s'enfouissant vers l'ouest sous le bassin du Paraná. Ce bassin représente une province volcanique très étendue, et les épanchements basaltiques qui la constituent semblent résulter de l'émergence du point chaud Tristan da Cunha, il y a 135 Ma (e.g. Cox, 1978; Fodor et al., 1985; Richards et al., 1989).

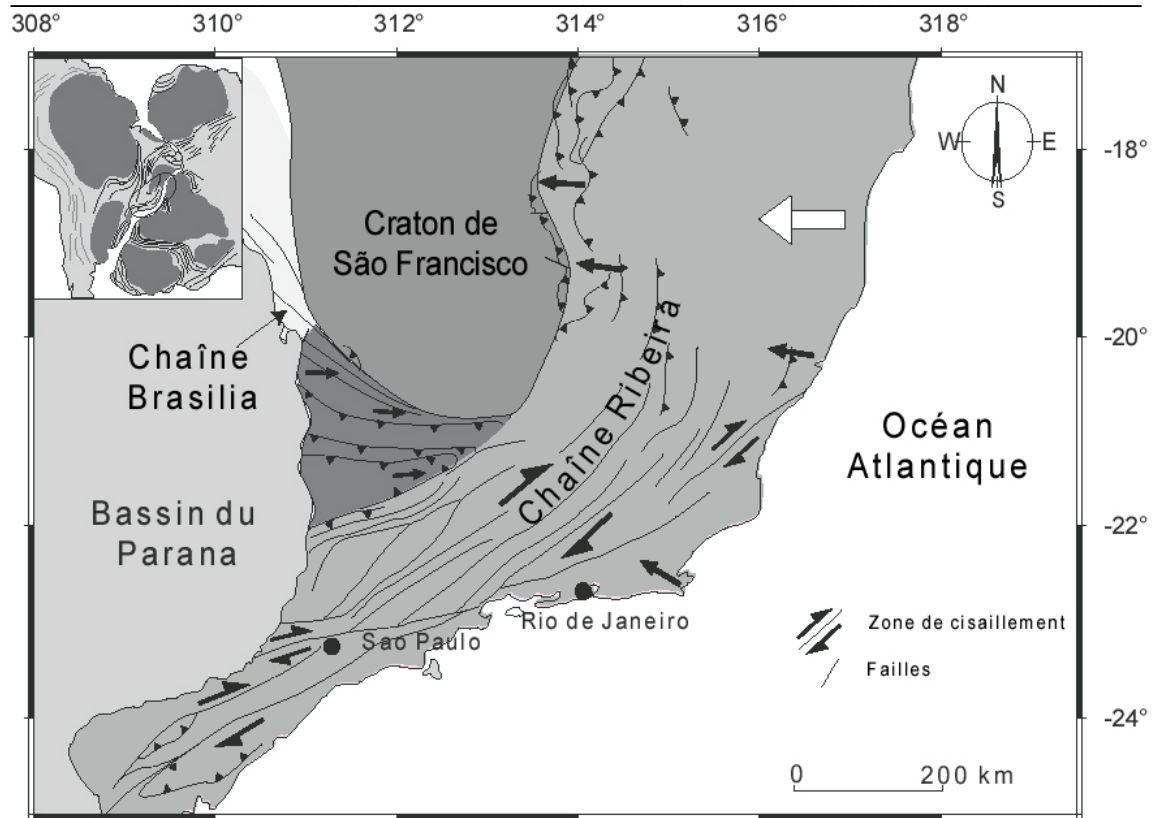


Figure 1 : Schéma structural de la région d'étude.

La chaîne Brasilia résulte de la convergence des cratons Amazonien et du São Francisco, et s'est stabilisée il y a 620 Ma. La chaîne Ribeira, quant à elle, est issue du méga-orogène de l'Atlantique Sud, au cours duquel deux groupes de chaînes mobiles se sont formés (Fig. 2) :

- Au nord, la chaîne ouest Congo-Ribeira-Araçuaí s'est développée entre les cratons du Congo et du São Francisco (580 Ma). La formation de ces chaînes de montagnes est à relier à l'épisode de fermeture de la partie nord de l'océan proto-Atlantique Sud durant l'orogène Brasiliano-Pan Africain. L'orogène ouest Congo-Ribeira-Araçuaí s'est par la suite scindé en deux chaînes distinctes lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud, il y a 140 Ma.
- Au sud, la formation des chaînes Dom Feliciano (640-620 Ma dans sa partie nord, 650-620 Ma dans sa partie centrale), Kaoko (590 Ma), Gariep et Malmesbury (600-550 Ma) est associée à la collision entre les plaques Rio de la Plata et Kalahari, due à la fermeture de la partie sud de l'océan proto-Atlantique Sud. La chaîne Damara résulte de la collision entre la frontière sud de la plaque Congo-São Francisco et le coin nord de la plaque Kalahari.

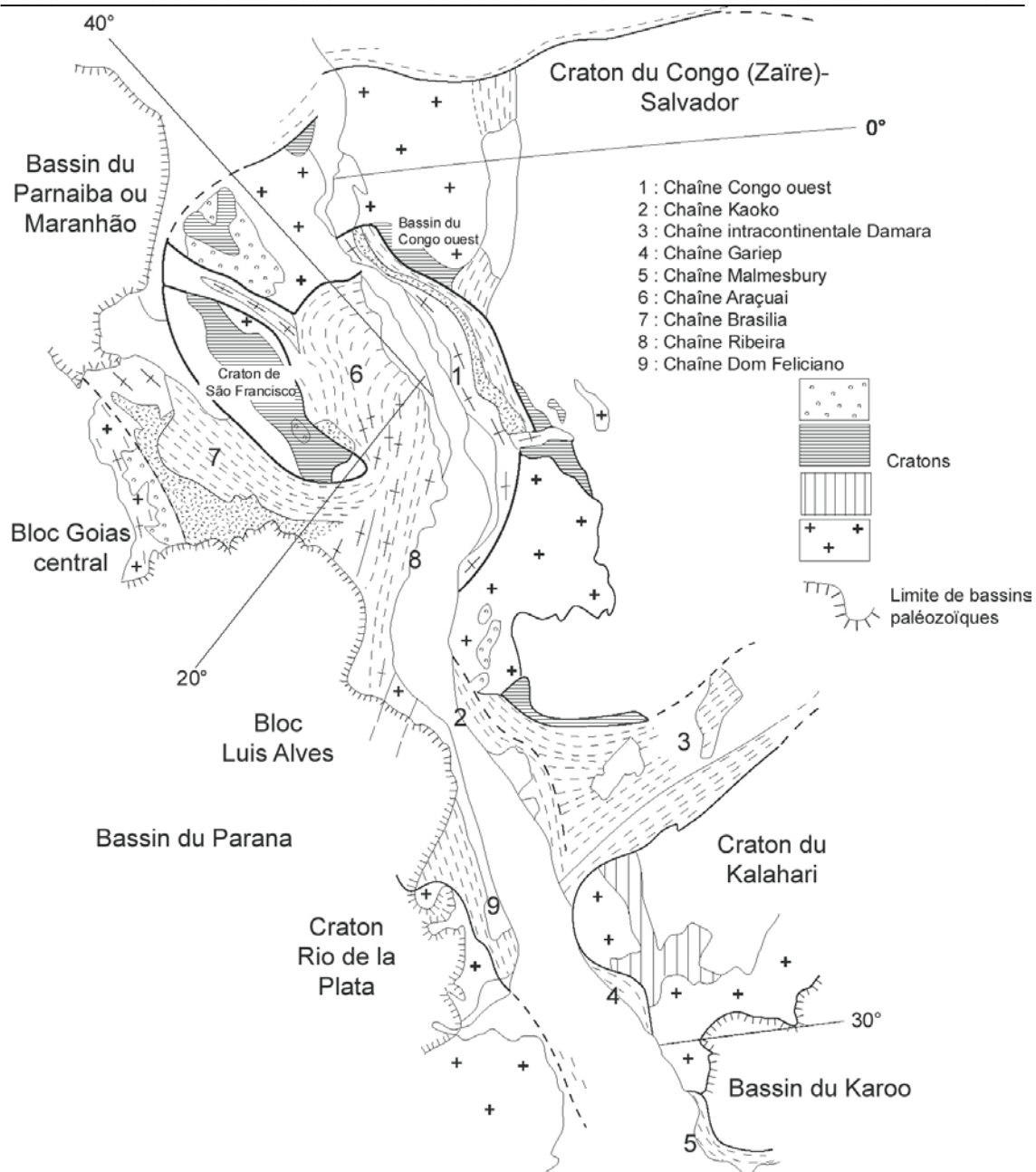


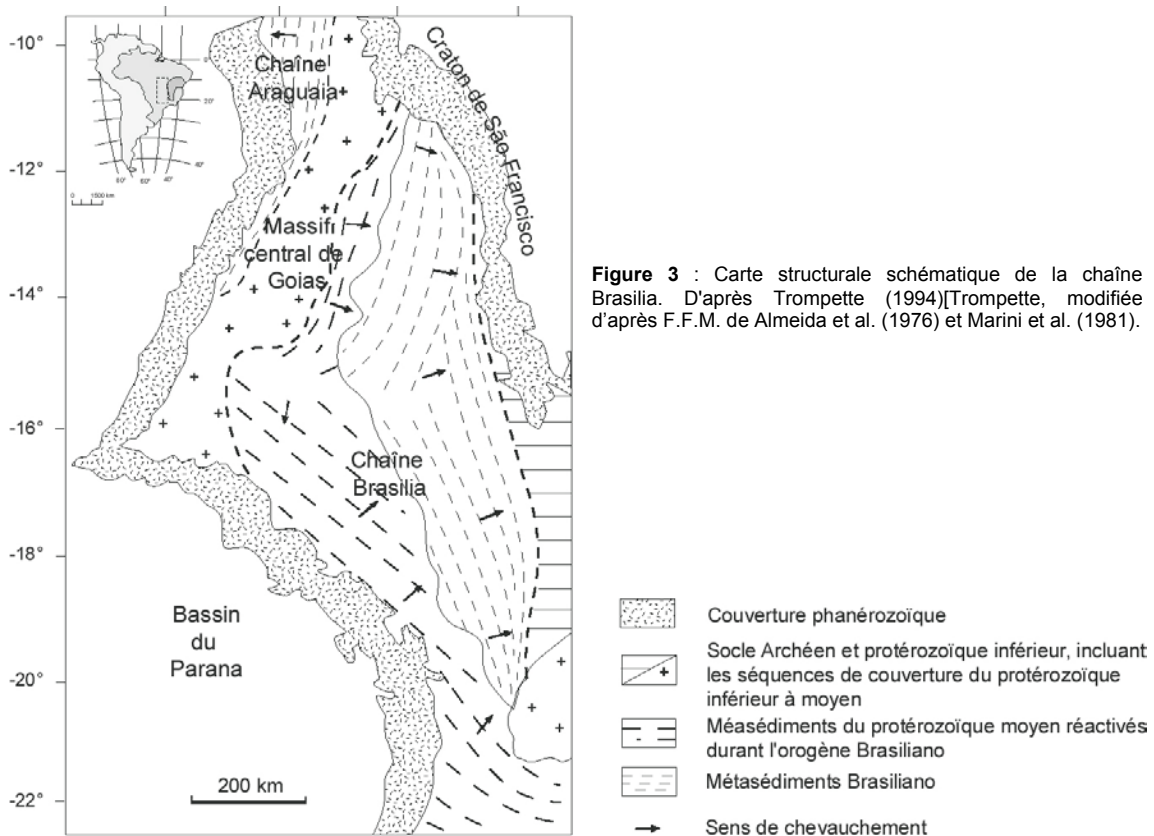
Figure 2 : Schéma structural des chaînes de montagnes de l'orogénèse Pan Africain - Brasiliano bordant l'océan sud Atlantique (d'après Trompette, 1994).

1.1. La chaîne Brasília

Almeida (1967, 1968) a défini les unités majeures du Brésil central : la chaîne Brasília à l'est (Fig. 3), qui est un système orogénique complexe s'étendant sur 1100 km de long, et la chaîne Araguaia-Paraguay à l'ouest (Fig. 3), d'orientation structurale NS, recouverte à l'est par le bassin du

Parnaíba. Ces deux chaînes sont séparées par le bloc cratonique de Goiás, et leur sens de déversement est centrifuge, respectivement vers le craton du São Francisco et vers celui de Guaporé.

La caractéristique principale de la chaîne Brasília est son aspect composite, car elle est en fait constituée de deux chaînes partiellement juxtaposées géographiquement, et d'âges différents. On a ainsi, à l'ouest, la chaîne Uruaçu (ou Araxá), d'âge supposé équivalent à celui de la chaîne Grenvillienne (1000 Ma) et Kibarienne (1250 Ma), et la chaîne Brasília au sens strict, à l'est, d'âge Brasiliano.



1.2. Les chaînes ouest Congo-Araçuaí-Ribeira

La chaîne néo-protérozoïque ouest Congo-Araçuaí-Ribeira est un orogène de grandes dimensions, s'étendant sur 800 km de largeur et 1000 km de longueur, coupée en deux parties inégales lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud, la partie la plus importante étant située au Brésil. Sa limite nord est évidente car chevauchant le craton de São Francisco. Vers le sud, par contre, elle se prolonge par la chaîne Ribeira-Mantiqueira pour sa partie brésilienne, tandis que son homologue africain est la chaîne ouest Congo (Fig. 2 et 4).

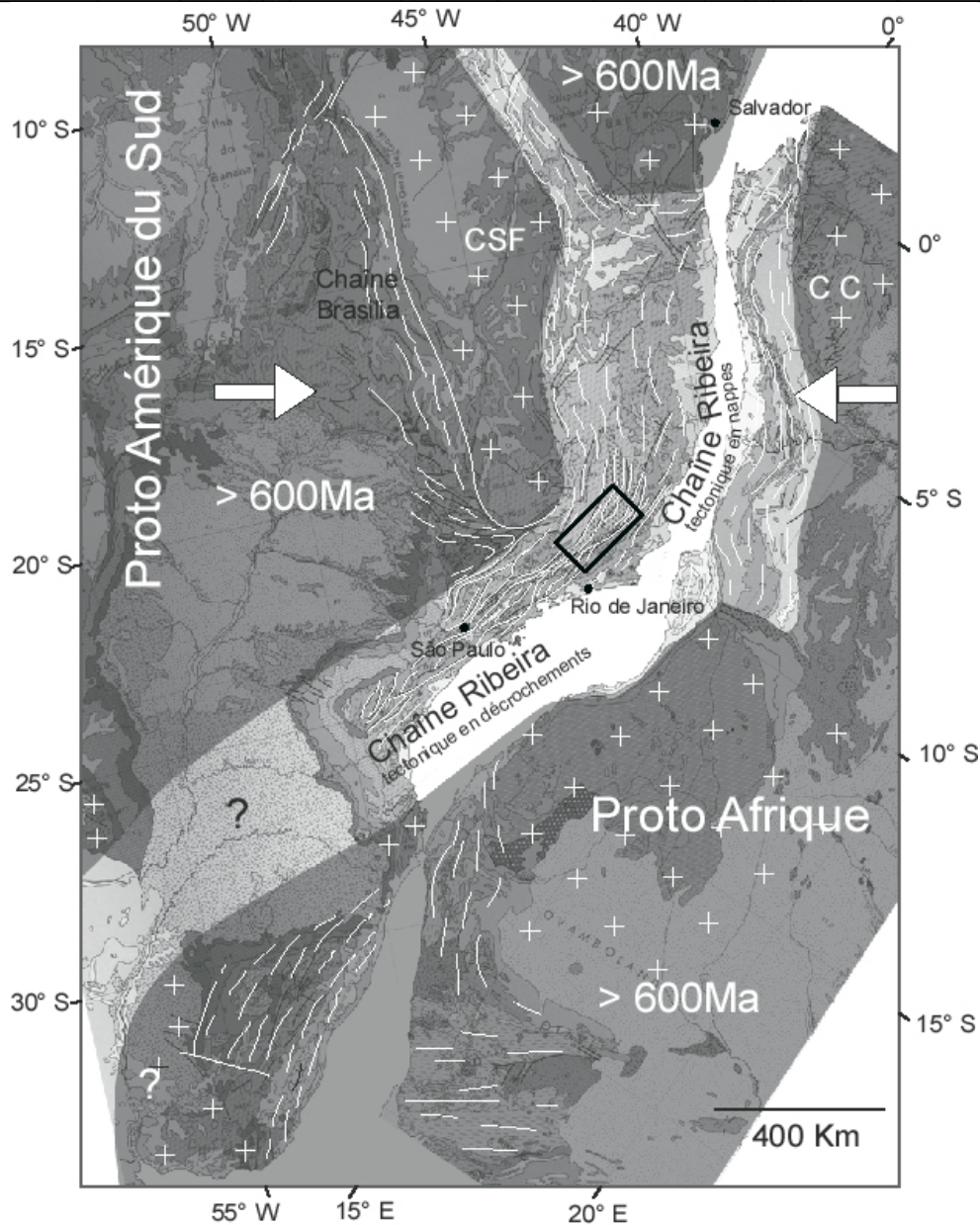


Figure 4 : Localisation de la chaîne Ribeira en bordure du craton du São Francisco (CSF). Les chaînes néoprotérozoïques sont symbolisées par des traits blancs épais, et les deux flèches matérialisent la convergence entre les cratons du Congo (CC) et du São Francisco. Sur fond gris est illustrée la disposition des lithosphères continentales stabilisées avant 600 Ma, la "proto Amérique" et la "proto Afrique" (d'après (Egydio-Silva et al., 2002)).

La chaîne ouest Congo-Araçuaí-Ribeira est une chaîne dite centrifuge, dans la mesure où le sens de déversement de la partie brésilienne est dirigé vers le craton du São Francisco, tandis que celui de la portion africaine est dirigé vers le craton du Zaïre. La chaîne Ribeira, d'orientation structurale N065°E, s'étend le long de la bordure SE de la terminaison du craton du São Francisco.

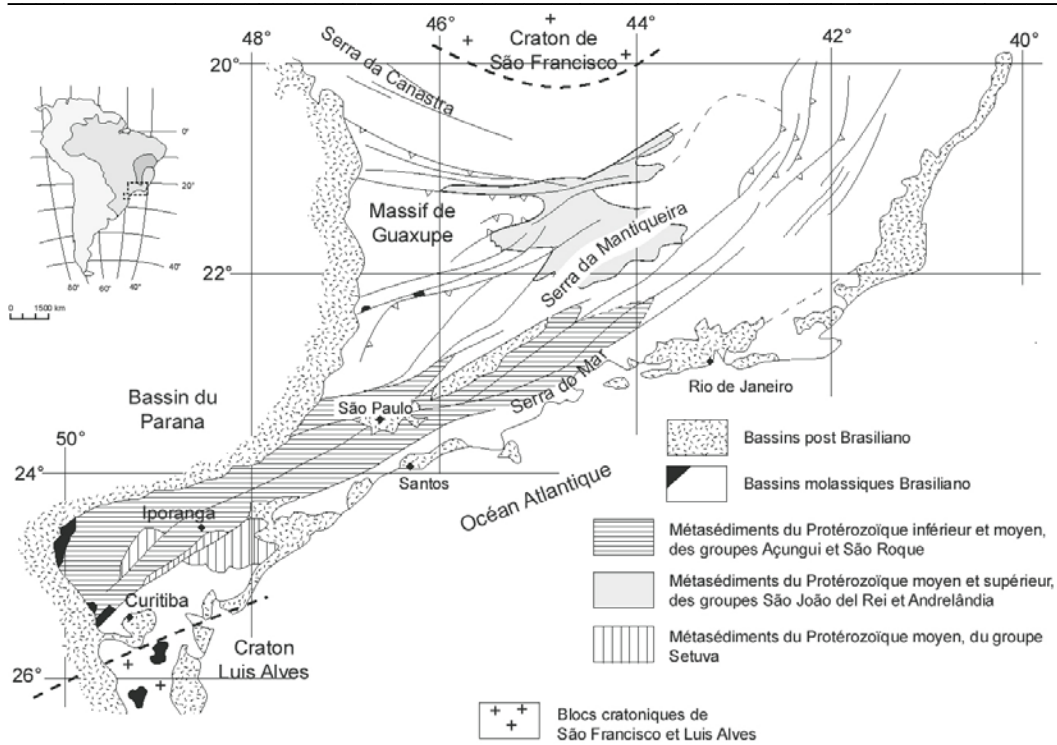


Figure 5 : Carte géologique schématique de la chaîne Brasiliano Ribeira-Mantiqueira (d'après Trompette, 1994).

La limite de cette chaîne est très claire à l'ouest (Fig. 5), où elle disparaît sous les sédiments paléozoïques du bassin du Paraná. Au SE, elle est bordée par l'océan Atlantique, tandis qu'au SW, dans la région de Curitiba, elle chevauche la marge nord du craton de Luis Alves. Sa limite NW est par contre plus difficile à définir. On la délimite par la bordure sud du craton du São Francisco et la serra de Canastra (partie sud de la chaîne Brasilia). La limite NE est matérialisée par la région côtière, et le craton du São Francisco.



Figure 6 : Affleurement de mylonites de haute température dans la zone de cisaillement d'Alem Paraiba, chaîne Ribeira.

Aux alentours de la latitude 21°S, la chaîne Ribeira-Araçuaí change d'orientation structurale, passant de NNE-NS le long de la plus grande portion de la chaîne, à NE. Ce changement structural localisé à hauteur de la pointe méridionale du craton est associé à une importante variation du comportement tectonique le long de la chaîne. Celle-ci est en effet dominée au nord de la frontière entre les états de São Paulo et du Minas Gerais (21°S) par d'importants chevauchements subhorizontaux, tandis qu'une tectonique en transpression principalement accommodée de décrochements d'échelle lithosphérique (Fig. 6), parallèles à la chaîne, prévaut dans sa partie sud.

Ces failles sub-verticales dextres se suivent et se recoupent du sud de l'état d'Espirito Santo jusqu'à la région de Curitiba au SW, dans un corridor de 100 km de large et approximativement 1000 km de long (Hasui et al., 1975). Au SW, ce réseau de failles disparaît sous le bassin du Paraná.

1.3. La Cunha de Guaxupe

Au niveau de l'intersection des chaînes Brasília et Ribeira se dessine une structure particulière, dénommée Cunha de Guaxupe (Fig. 5). Cette structure, plissée en mégasyncinal, consiste en une nappe allochtone géante représentant une section composite de croûte continentale néo-protérozoïque profonde. Cette syntaxe est bordée dans sa partie SE par des décrochements

ductiles de grande échelle connectés au système de failles lithosphériques de la chaîne Ribeira (Campos Neto et Caby, 2000).

2. Principaux résultats sismologiques

Le Brazilian Lithosphere Seismic Project (BLSP) est un programme géologique et géophysique multinational, dont le but est la détermination de la structure, de la tectonique, ainsi que de l'évolution géologique de la lithosphère continentale à l'aplomb de la partie SE du Brésil (James et al., 1993), (Snoke et James, 1997).

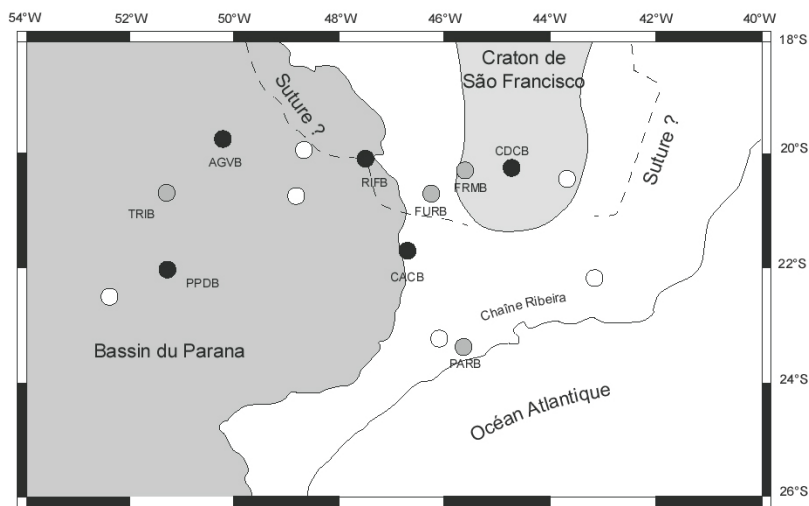


Figure 7 : Localisation des premières stations sismologiques déployées dans le cadre du projet BLSP (James et al., 1993). Les ronds noirs matérialisent les stations installées en novembre 92, les ronds gris, celles installées en juillet 93. Les ronds blancs symbolisent les emplacements des stations prévues pour 1994. La ligne en pointillés représente une suture probable entre le bassin du Parana et le craton de São Francisco, selon l'hypothèse émise par Lesquer et al. (1981) après étude des anomalies de Bouguer dans la région.

Ce projet a débuté en 1992 grâce à une collaboration entre la Carnegie Institution de Washington et l'Institut d'Astronomie et de Géophysique de l'Université de São Paulo, avec la participation de partenaires brésiliens, américains et français. L'expérience a débuté par un déploiement d'une dizaine de stations large bande équipées de capteurs STS-2 et Reftek (Fig. 7), et avait pour but d'étudier la lithosphère brésilienne par le biais :

- de l'inversion des vitesses de phase des ondes de Rayleigh et de Love (imagerie de structures jusqu'à 200 km de profondeur),
- d'une étude des fonctions récepteurs pour la détermination de la structure crustale à l'aplomb des stations sismologiques, et

- de mesures du déphasage des temps d'arrivée des ondes de cisaillement téléseismiques.

Une étude préliminaire, sur 10% des données initiales, a été publiée par James et al. en 1993. Les fonctions récepteurs ont permis de mettre en évidence une épaisseur crustale de l'ordre de 40 à 42 km sous le craton du São Francisco et des terrains adjacents, sans présence de discontinuité à l'intérieur de la croûte. Le Moho est bien identifiable et présente un important contraste de vitesse. Un problème de surestimation de l'épaisseur crustale au niveau des stations localisées dans le bassin du Paraná n'a permis de ne donner qu'une idée imprécise de l'épaisseur crustale sous les stations PPDB et AGVB. Celle-ci est de l'ordre de 43 et 45 km, respectivement.

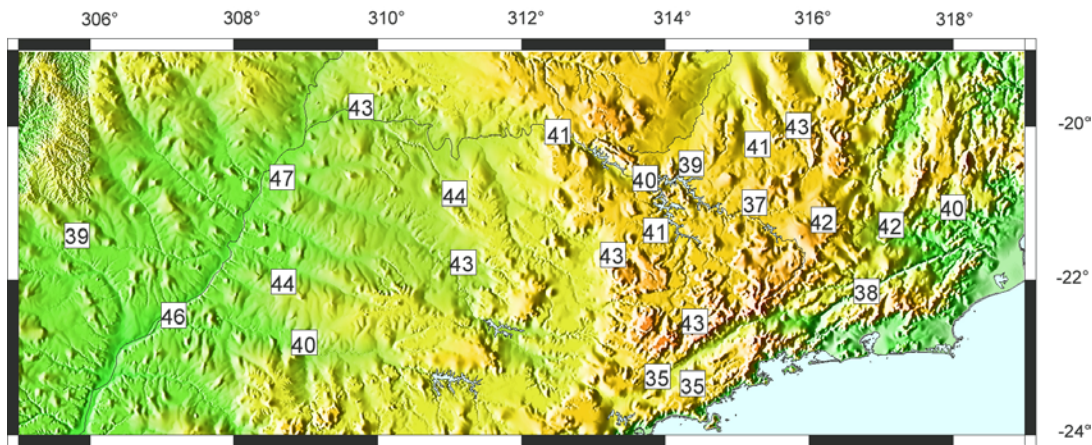


Figure 8 : Carte représentant l'épaisseur crustale mesurée en chacune des 23 stations faisant partie du réseau BLSP actuel, par la méthode des fonctions récepteurs. (Figure d'après Assumpção et al., 2002).

Les résultats préliminaires obtenus en 1993 ont été confirmés par l'étude de Assumpção et al. (2002) à l'aplomb des 23 stations sismologiques constituant le réseau BLSP actuel (Fig. 8). Il est ressorti de cette étude que l'épaisseur crustale dans la région est comprise entre 35 et 47 km. De plus, il apparaît que les régions à faible topographie et anomalies de Bouguer négatives, telles que le bassin du Paraná, ont une croûte plus épaisse (40-47 km), comparativement aux régions ayant une topographie élevée et une anomalie de Bouguer négative, telles le craton ou les chaînes Brasília et Ribeira, au niveau desquelles l'épaisseur crustale se réduit de 37 à 43 km. Deux hypothèses ont été émises pour expliquer la différence d'anomalie de Bouguer de 20 mGal mesurée entre le bassin du Paraná (-74 mGal) et le craton du São Francisco (-94 mGal) :

- le manteau lithosphérique sous les blocs archéens de la terminaison sud du craton du São Francisco a une densité plus faible ($30\text{--}40\text{ kg.m}^{-3}$) par rapport à la lithosphère protérozoïque. Une densité plus faible associée à des vitesses d'ondes P plus rapides, est compatible avec la présence d'une lithosphère archéenne appauvrie en FeO,

- si le contraste de densité entre les lithosphères archéenne et protérozoïque est plus faible que les valeurs ci-dessus, la croûte à l'aplomb du bassin du Paraná doit alors être plus dense que celle du craton. Des valeurs de densité crustale élevées associées à un fort coefficient de Poisson, seraient en accord avec sous-placage magmatique sous la croûte inférieure au niveau du bassin du Paraná.

La première hypothèse n'apparaît cependant pas concevable si l'on admet l'existence d'une racine cratonique à l'aplomb du bassin du Paraná (Lesquer et al., 1981). Dans ce cas, le manteau lithosphérique à l'aplomb des deux régions a les mêmes caractéristiques et il est difficile d'y expliquer une variation de densité aussi importante que celle envisagée. Une indétermination subsiste cependant quant à l'âge de la lithosphère cratonique localisée sous le Paraná, il pourrait s'agir d'une lithosphère protérozoïque (Brito Neves et Cordani, 1991).

L'inversion des vitesses de phase des ondes de surface (James et al., 1993) a permis de déterminer une vitesse de propagation des ondes S à l'intérieur du manteau supérieur, de l'ordre de 4.8 km.s^{-1} . A l'aplomb du bassin du Paraná, la structure en vitesse du manteau supérieur s'avère être remarquablement similaire à celle déterminée à l'aplomb du craton canadien, jusqu'à au moins 200 km de profondeur. Ce résultat suggère l'existence d'un domaine cratonique à l'aplomb du bassin du Paraná.

Finalement, l'analyse du déphasage du temps d'arrivée des ondes de cisaillement téléseismiques (James et al., 1993) a mis en évidence des délais variant de 0.25 à 1.1 s. La plus faible anisotropie a été mesurée sur le craton, et peut être simplement due à un alignement préférentiel de fractures dans la croûte supérieure. Le déphasage le plus important a été obtenu pour la station RIFB. La direction du plan de polarisation de l'onde rapide tend à être parallèle :

- à l'orientation des anomalies de Bouguer mises en évidence par Lesquer et al. (1981) et interprétées en terme de zone de suture entre le craton du São Francisco et le bassin du Paraná,
- mais aussi aux directions structurales dans la partie sud de la chaîne (Fig.3).

Cette mesure à la station RIFB pourrait mettre en évidence une orientation préférentielle de réseau fossilisée dans la lithosphère, en relation avec l'orogène Brasileiro-Pan Africain.

L'étude plus récente de James et Assumpção (1996) a eu pour but de déterminer le schéma d'anisotropie à l'aplomb de 14 stations déployées du bloc Rio Apa à l'ouest, jusqu'à la côte atlantique (Fig. 9).

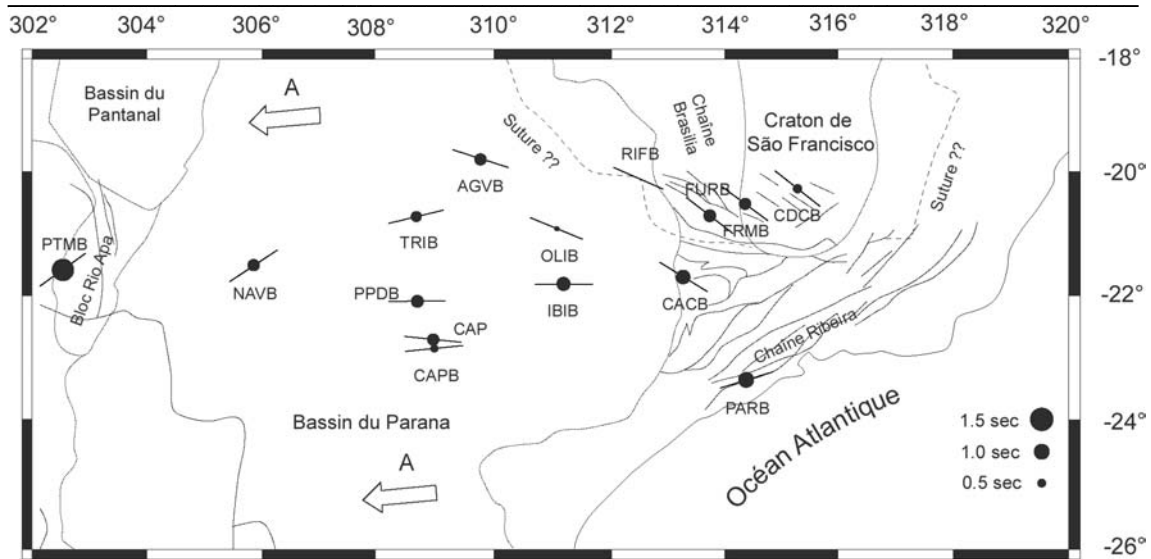


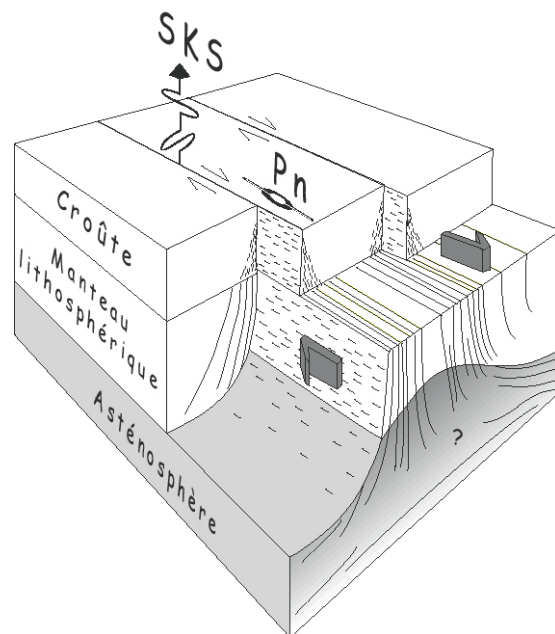
Figure 9 : Carte représentant les déphasages et les directions de polarisation de la composante rapide des ondes de cisaillement téléseismiques mesurés pour les stations du réseau BLSP. Le diamètre des cercles en chaque station est proportionnel au déphasage. Les lignes en chaque station sont parallèles à la direction de polarisation rapide. La flèche notée A représente la direction du mouvement absolu des plaques tel que défini d'après le modèle Nuvel-1 (Gripp et Gordon, 1990). (Figure d'après James et Assumpção, 1996).

Cette étude a permis de mettre en évidence le fait que les directions d'anisotropie à l'aplomb des provinces géologiques majeures du SE du Brésil sont parallèles aux structures tectoniques de grande échelle, et non au mouvement absolu de la plaque (Fig. 9). Les auteurs ont suggéré que les directions du plan de polarisation de l'onde rapide ont été acquises lors du dernier événement tectonique majeur ayant affecté la région. Plus précisément, le long de la chaîne Ribeira, les directions du plan de polarisation de l'onde rapide sont parallèles au réseau de failles régional, suggérant ainsi une anisotropie formée en contexte transpressionnel. Dans la région comprenant le craton du São Francisco, la chaîne Brasília, ainsi que la marge est du bassin du Paraná, les directions rapides sont orientées WNW-ESE, parallèles à la chaîne Brasília, d'âge néo-protérozoïque.

VanDecar et al. (1995) puis Schimmel et al. (in press) ont réalisé une étude tomographique en ondes de volume à l'aplomb du Paraná. Ils ont ainsi mis en évidence une anomalie de vitesse lente, de forme cylindrique, s'étendant de 200 à 600 km de profondeur sous le bassin. Cette anomalie a été interprétée comme étant la trace fossile du panache mantellique à l'origine du volcanisme du Paraná. Les résultats de cette étude ont été présentés en détail dans le chapitre 1. Cette interprétation soulève néanmoins un problème majeur : la rémanence de cette anomalie, qu'elle soit d'origine compositionnelle ou thermique, suppose qu'aucun découplage significatif n'a pu se produire entre la plaque sud américaine et le manteau supérieur sous-jacent depuis l'ouverture de l'océan Atlantique, soit depuis approximativement 120 Ma.

Chapitre 4

Structure et déformation du manteau continental en domaine orogénique : apport de l'anisotropie sismique à partir du déphasage des ondes de cisaillement téléseismiques



Chapitre 4

Structure et déformation du manteau continental en domaine orogénique : apport de l'anisotropie sismique à partir du déphasage des ondes de cisaillement téléseismiques

L'anisotropie est la qualité d'un milieu dont les propriétés varient suivant la direction selon laquelle on les évalue.

1. Théorie et méthodologie

L'étude de la formation et de la déformation des continents joue un rôle majeur au sein des Sciences de la Terre. La diversité des structures géologiques de grande échelle présentes à la surface des continents (zones orogéniques, zones de subduction, provinces cratoniques, larges provinces ignées, bassins sédimentaires...) sont autant de preuves que les continents ont subi une histoire géologique complexe, et sont les témoins de l'histoire de la Terre. Les grandes déformations impliquent l'ensemble de la lithosphère. Le comportement du manteau guidant celui de la lithosphère, il est intéressant d'étudier la déformation du manteau supérieur, afin d'essayer de comprendre dans quelle mesure les déformations de surface sont corrélées aux déformations mantelliques. Pour ce faire, nous avons recours à la sismologie, et plus particulièrement à l'étude de l'anisotropie sismique.

Les ondes sismiques se propageant dans un tel milieu ont des vitesses différentes en fonction de leur direction de propagation ou de l'orientation de leur plan de polarisation et reflètent l'existence ou non d'un milieu ordonné.

1.1 Bref historique

La première mise en évidence de l'anisotropie sismique de propagation a été réalisée par Hess (1964) en domaine océanique. L'étude de 14 profils de sismique réfraction lui a permis de mettre en évidence le fait que les ondes Pn, qui sont des ondes P se propageant sous le Moho, montrent des variations azimutales de vitesse (**anisotropie azimutale**), avec une direction rapide orientée parallèlement à la direction du mouvement des plaques. Ce résultat suggère que l'anisotropie peut être un marqueur du mouvement absolu des plaques.

Un autre effet de l'anisotropie azimutale est acquis par l'étude des ondes P. De nombreux travaux (Babuska et al., 1993, Plomerova et al., 1996, Babuska et Plomerova, 2000, Plomerova et al., 2000), sont basés sur l'étude des résidus d'ondes P (Fig. 1). Un résidu représente la différence entre le temps d'arrivée observé et théorique d'une onde P. La technique repose sur une normalisation régionalisée des résidus, afin de s'affranchir des erreurs systématiques liées au choix des tables de temps de propagation et de l'erreur sur la localisation des séismes. La dépendance des résidus en fonction de l'azimut de l'événement et de l'angle d'incidence, fournit une information sur les variations spatiales des vitesses relatives des ondes P dans la lithosphère subcrustale sous une station sismologique. Les variations de vitesse sont représentées en chaque station d'enregistrement par une projection stéréographique. Dans chaque stéréogramme, les directions de vitesse de propagation rapide et lente sont représentées par rapport à un résidu moyen indiquant le niveau 0. Dans chaque diagramme, le signe – symbolise des arrivées “en avance”, tandis que le signe + symbolise des arrivées “en retard”. L'observation d'une fabrique bipolaire dans les sphères de résidus d'ondes P est le signe d'une fabrique lithosphérique inclinée. L'analyse conjointe de l'inversion des sphères de résidus d'ondes P et des paramètres anisotropes obtenus à partir de l'étude du déphasage des ondes de cisaillement téléseismique résulte en la construction de modèles 3D anisotropes (Fig. 1).

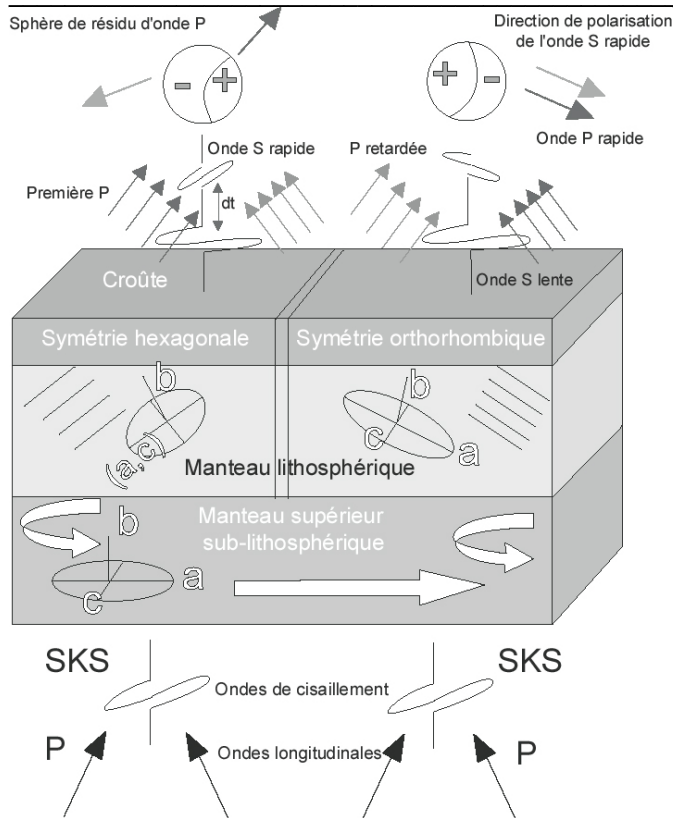


Figure 1 : Schéma représentant la propagation d'ondes P et SKS télesismiques au travers du manteau supérieur anisotrope. Les deux domaines de manteau lithosphérique sont séparés par une suture et montrent des structures anisotropes différant de par leur inclinaison et leur orientation. Ce modèle reflète la distribution des ondes P rapides et lentes au travers des sphères de résidus d'ondes P, ainsi que la direction de polarisation de l'onde SKS rapide et le déphasage temporel δt (d'après Babuska et al., 2002).

La méthode des sphères de résidus d'ondes P demeure cependant très controversée. Il est en effet difficile de faire la part des choses entre une structure anisotrope inclinée, et la présence d'une hétérogénéité latérale de vitesse sismique. Cependant, en fonction de la taille et de la profondeur d'une hétérogénéité par rapport à celle du réseau d'enregistrement, l'observation de figures bipolaires stables sur plusieurs stations est incompatible avec une lithosphère isotrope hétérogène (Fig. 2).

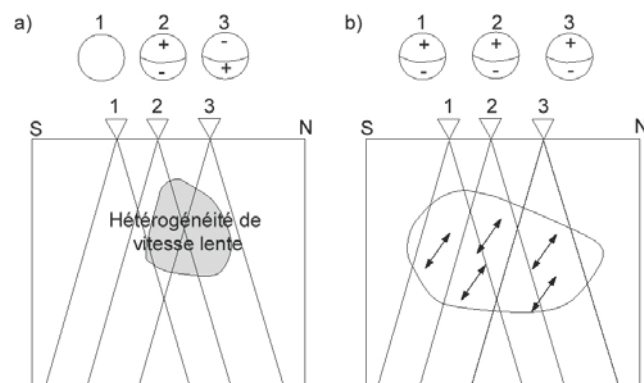


Figure 2 : Effets d'une hétérogénéité de vitesse sismique (a) et d'une structure anisotrope inclinée (b) sur les résultats de la méthode des sphères de résidus d'ondes P. Dans chaque projection stéréographique des résidus normalisés aux stations 1, 2 et 3, le signe - indique des arrivées en avance, le signe + indiquant des arrivées en retard. Dans le cas b, les doubles flèches indiquent la direction rapide des ondes P, et on constate que tous les rais venant du sud sont avance (d'après Judenherc, 2000).

L'**anisotropie de polarisation**, c'est à dire la différence, en fonction de la polarisation, des vitesses des ondes de surface ou de cisaillement, fut mise en évidence par Anderson en 1961. Cette mise en évidence fut basée sur la différence existant entre des modèles de vitesse du manteau supérieur réalisés à partir d'ondes de Rayleigh (polarisées verticalement) ou d'ondes de Love (polarisées horizontalement). Une autre manifestation de l'anisotropie de polarisation est le déphasage des ondes de cisaillement (S, SK(K)S, PK(K)S...).

Un phénomène analogue au déphasage des ondes de cisaillement est observé dans un milieu optiquement anisotrope. Un cristal de calcite, par exemple (Fig. 3), répète deux fois le texte sur lequel il est posé. Il démontre ainsi l'existence de deux rayons réfractés, c'est à dire le phénomène de biréfringence. C'est dans le réseau cristallin que le signal lumineux se dédouble : l'un des rayons, le rayon *ordinaire*, obéit aux lois de Descartes, tandis que l'autre, le rayon *extraordinaire*, ne les suit pas. Pour le rayon ordinaire, l'indice de la calcite est 1.65, tandis que pour le rayon extraordinaire, beaucoup plus rapide, il est de 1.48. Les deux rayons sont polarisés dans des plans orthogonaux, et se propagent à des vitesses différentes. Cette caractéristique du cristal de calcite lui a valu d'être utilisé en microscopie optique (observations en lumière polarisée).



Figure 3 : Mise en évidence du phénomène de biréfringence optique : le cristal de calcite répète deux fois le texte sur lequel il est posé.

Lorsqu'une onde de cisaillement pénètre dans un milieu anisotrope, elle se sépare en deux ondes quasi-S polarisées perpendiculairement et se propageant à des vitesses différentes. Un délai δt se crée entre les temps d'arrivée des deux ondes à la surface de la Terre. La direction du plan de polarisation de l'onde rapide est dénommée ϕ et ce sont ces deux paramètres, ϕ et δt , qui vont être mesurés pour caractériser un milieu anisotrope. Le délai est fonction de l'épaisseur de la couche anisotrope, du pourcentage d'anisotropie intrinsèque, et de la cohérence de la déformation verticale. Cette partie sera détaillée ultérieurement.

1.2. Théorie de l'élasticité

Tout corps élastique soumis à une contrainte se déforme. Lorsque la déformation enregistrée est proportionnelle à la contrainte appliquée, une relation simple permet de relier la contrainte à la déformation. Il s'agit de la loi de Hooke, telle que :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}$$

avec σ_{ij} , le tenseur des contraintes, et ε_{kl} , le tenseur des déformations, C_{ijkl} représentant le tenseur d'élasticité. La symétrie des tenseurs des contraintes et des déformations permet la permutation des indices i et j d'une part, et k et l d'autre part. On a :

$$C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} = C_{klij}$$

Sur les 81 paramètres initiaux que comporte le tenseur d'élasticité, un corps élastique peut finalement n'être caractérisé que par 6 couples indépendants (i,j) et 6 couples indépendants (k,l) . Par conséquent, le tenseur d'élasticité se réduit à une matrice 6×6 , C_{ij} , dont les indices i et j varient entre 1 et 3, la matrice pouvant alors s'écrire sous la forme :

$$(C_{ij}) = \begin{pmatrix} C_{1111} & C_{1122} & C_{1133} & C_{1123} & C_{1113} & C_{1112} \\ C_{2211} & C_{2222} & C_{2233} & C_{2223} & C_{2213} & C_{2212} \\ C_{3311} & C_{3322} & C_{3333} & C_{3323} & C_{3313} & C_{3312} \\ C_{2311} & C_{2322} & C_{2333} & C_{2323} & C_{2313} & C_{2312} \\ C_{1311} & C_{1322} & C_{1333} & C_{1323} & C_{1313} & C_{1312} \\ C_{1211} & C_{1222} & C_{1233} & C_{1223} & C_{1213} & C_{1212} \end{pmatrix}$$

La relation $C_{ijkl} = C_{klij}$, permet, sur les 36 paramètres restants, d'en éliminer 15. Il reste de ce fait 21 paramètres indépendants. Les propriétés de symétrie des matériaux permettent de diminuer encore le nombre de paramètres indépendants. Un milieu à symétrie orthorhombique (par exemple l'olivine), se caractérise par 3 plans de symétrie orthogonaux et sera représenté par 9 paramètres élastiques indépendants.

Le milieu à symétrie hexagonale quant à lui, se caractérise par une symétrie par rapport à un plan, accompagnée d'une symétrie par rotation autour d'un axe perpendiculaire à ce plan. Love a introduit en 1927 les 5 paramètres élastiques indépendants définissant le milieu à symétrie hexagonale :

$$A = C_{1111} = C_{2222}$$

$$C = C_{3333}$$

$$F = C_{1133} = C_{2233}$$

$$N = C_{1212}$$

$$L = C_{1313} = C_{2323}$$

Finalement, un milieu isotrope sera caractérisé par 2 coefficients. Il s'agit des coefficients de Lamé, λ et μ .

1.3. Propagation des ondes de volume dans les milieux anisotropes

Considérons une onde plane se propageant dans un milieu anisotrope.

\mathbf{u} est le champ de déplacement au point \mathbf{r} au temps t , associé à une onde plane de vitesse de phase c :

$$\mathbf{u}(\mathbf{r}, t) = \mathbf{a} \cdot f(t - \mathbf{n} \cdot \mathbf{r} / c)$$

avec f , la fonction décrivant la dépendance au temps du champ de déplacement en \mathbf{r} , \mathbf{a} le vecteur donnant l'amplitude et la polarité de l'onde, et \mathbf{n} , le vecteur de propagation.

Le déplacement \mathbf{u} ci-dessus ne peut exister que s'il vérifie l'équation de l'élastodynamique de Cauchy, telle que :

$$d_j \sigma_{ij} = C_{ijkl} d_j \varepsilon_{kl} = \rho d_t^2 u_i$$

Les déformations restant petites, on a : $\varepsilon_{kl} = \frac{1}{2}(du_{lk} + d_{klu})$, on en déduit donc que :

$$C_{ijkl} d_j d_k u_l = \rho d_t^2 u_i$$

En injectant dans cette équation la définition du champ de déplacement \mathbf{u} , on obtient :

$$\frac{C_{ijkl} a_i n_j n_k}{\rho} = c^2 a_i, \text{ soit en posant } m_{ij} = \frac{C_{ijkl} n_j n_k}{\rho}, \text{ m étant la matrice de Christoffel, l'équation devient :}$$

$$m_{il} a_l = c^2 a_i$$

Le carré de la vitesse de phase c apparaît en tant que valeur propre de la matrice de Christoffel, et \mathbf{a} est le vecteur propre. On peut ainsi, étant donné un vecteur de propagation \mathbf{n} , déterminer les polarisations et les vitesses des ondes qui sont respectivement les vecteurs propres et les racines carrées des valeurs propres de \mathbf{a} . La matrice \mathbf{m} étant symétrique et définie positive, ses valeurs sont positives et les vecteurs propres associés sont orthogonaux.

Dans la suite de ce travail, seul le cas de la symétrie hexagonale sera considéré, car il est d'un intérêt particulier en sismologie du à sa simplicité (seuls 5 coefficients suffisent à le décrire). Les propriétés élastiques de corps à symétrie hexagonale étant invariantes dans un plan perpendiculaire à l'axe de symétrie, on parle souvent d'isotropie transverse.

On se place dans le cas d'une onde se propageant dans un milieu à symétrie hexagonale selon la direction x_1 , perpendiculaire à l'axe de symétrie x_3 . La matrice de Christoffel s'écrit :

$$m = \begin{pmatrix} C_{1111} & 0 & 0 \\ 0 & C_{1212} & 0 \\ 0 & 0 & C_{1313} \end{pmatrix}$$

Les valeurs propres de m sont telles que $\lambda_1 = C_{1111}/\rho$, $\lambda_2 = C_{1212}/\rho$, $\lambda_3 = C_{1313}/\rho$. Le vecteur propre associé à λ_1 est parallèle à la direction de propagation, ceux associés à λ_2 et λ_3 lui sont orthogonaux. Nous avons donc à faire à 3 ondes : l'une est polarisée dans la direction de propagation (l'onde P), et les deux autres sont polarisées perpendiculairement à la direction de propagation, ce sont deux ondes quasi-S de vitesse $\beta_1 = (C_{1212}/\rho)^{1/2}$ et $\beta_2 = (C_{1313}/\rho)^{1/2}$.

En supposant $C_{1212} > C_{1313}$, et donc $\beta_1 > \beta_2$, sur un trajet de longueur L , l'avance de l'onde S polarisée selon x_2 par rapport à l'onde S polarisée selon x_3 vaut :

$$\delta t = L (1/\beta_1 - 1/\beta_2)$$

1.4. La biréfringence des ondes téléseismiques S

Les ondes S téléseismiques, et plus particulièrement celles dont une partie du trajet est dans le noyau (SKS, SKKS, PKS...) sont très intéressantes pour la détermination de l'anisotropie sismique. Lorsqu'une onde S pénètre dans un milieu anisotrope (Fig. 4), elle subit un phénomène de biréfringence assimilable à ce qui se passe pour la lumière à l'échelle du cristal de calcite (voir 1.1.). L'onde S se sépare en deux ondes quasi-S polarisées perpendiculairement et se propageant à des vitesses différentes.

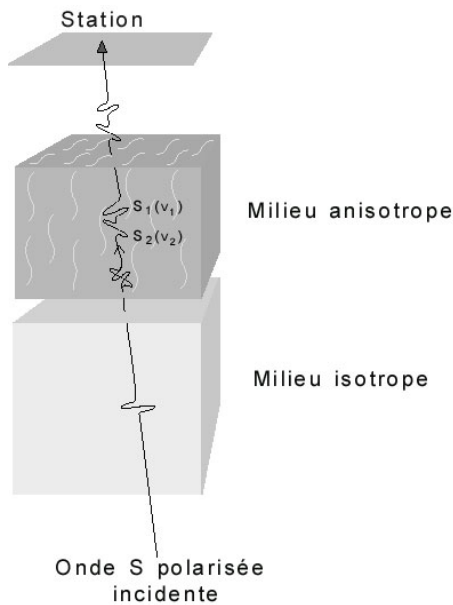
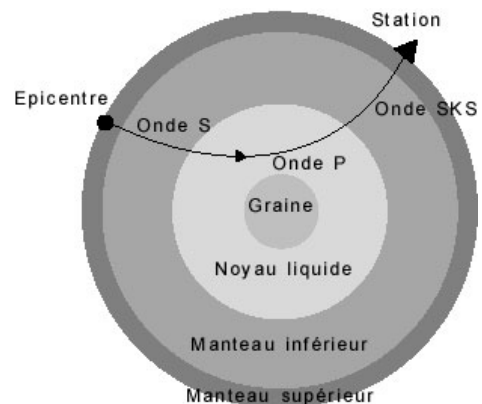


Figure 4 : Déphasage d'une onde de cisaillement traversant un milieu anisotrope. L'onde S polarisée incidente se scinde en deux ondes quasi S (S1 et S2) lorsqu'elle pénètre dans le milieu anisotrope. Les deux ondes S1 et S2 ayant des vitesses de propagation différentes, un déphasage se crée. La station permet l'enregistrement de ce déphasage, ainsi que la direction du plan de polarisation de l'onde quasi-S la plus rapide.

Une onde SKS est une onde S qui s'est propagée sous forme d'onde P dans le noyau externe, et qui s'est reconvertie en onde S à la limite noyau-manteau (Fig. 5).

Figure 5 : Schéma de la propagation d'une onde SKS. Une onde SKS est une onde S qui s'est propagée dans le manteau externe sous forme d'onde P et qui a subi une conversion P-S à la limite noyau-manteau.



Ce type d'onde (SKS, SKKS, PKS...) fait l'objet d'un intérêt particulier, car :

- la conversion en onde P dans le noyau externe efface toute l'anisotropie contenue dans le signal, acquise du côté de la source,
- la conversion de P en S génère une onde Sv polarisée "verticalement" dans le plan de propagation du rai.

Dans une Terre isotrope, l'onde SKS se propageant ne serait donc qu'une onde Sv, et ne créerait des mouvements de particules dans le plan horizontal qu'avec une composante radiale. Cette direction radiale correspond à la direction du plan dans lequel s'est propagée l'onde, c'est à dire le plan vertical

passant par le centre de la Terre et contenant la source et la station d'enregistrement. Sur le terrain, la direction radiale correspond au backazimut de l'événement, c'est à dire l'angle à la station entre la direction du N et celle du séisme.

Lorsque le milieu traversé par une onde S n'est pas isotrope, il y a scission de l'onde incidente en deux ondes polarisées perpendiculairement. La présence d'énergie sur la composante transverse, associée à l'arrivée de l'onde SKS sur la composante radiale, reflète ce phénomène.

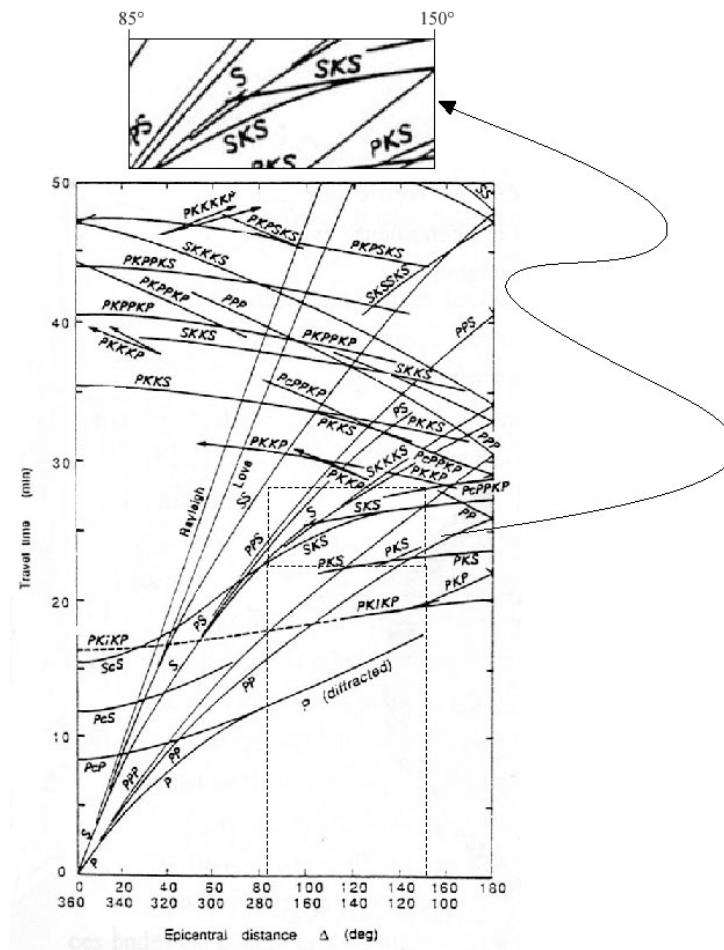


Figure 6 : Hodogramme représentant les temps d'arrivée des ondes sismiques en fonction de leur distance épacentrale.

Le troisième intérêt de ces phases particulières est le fait qu'elles sont généralement bien individualisées au-delà d'une distance de 85° , facilitant ainsi leur repérage sur les sismogrammes, et la mesure en découlant. Cette propriété est bien illustrée par l'hodogramme (Fig. 6), où sont représentés les temps d'arrivée des différentes phases sismiques en fonction de la distance épacentrale. On remarque que pour enregistrer une phase SKS, la distance entre l'épicentre du séisme et la localisation de la station d'enregistrement doit être comprise entre 85 et 150° . Une onde PKS quant à elle est bien individualisée pour des distances épacentrales comprises entre 100 et 180° .

Ces différents types d'ondes permettent ainsi d'étudier l'anisotropie sismique dans des régions complètement stables, loin de toute source sismogénique.

En surface, les paramètres mesurés caractérisant l'anisotropie sont :

- ϕ , la direction du plan de polarisation de l'onde quasi-S la plus rapide, et
- δt , le délai temporel existant entre l'arrivée de l'onde quasi-S la plus rapide et de l'onde la plus lente.

Le délai δt est directement proportionnel à l'épaisseur de la couche anisotrope ainsi qu'à l'anisotropie intrinsèque. Selon Silver et Chan (1991) ce délai s'exprime de la façon suivante :

$$\delta t = L \frac{K_s}{\beta_0}$$

où L est l'épaisseur de la couche anisotrope, K_s est le pourcentage d'anisotropie intrinsèque, et β_0 est la vitesse moyenne de propagation des ondes de cisaillement dans un milieu isotrope. On peut aussi l'exprimer en fonction de β_1 et β_2 , les vitesses de propagation des composantes rapide et lente, ce qui élimine toute hypothèse sur le pourcentage d'anisotropie intrinsèque :

$$\delta t = L \left(\frac{1}{\beta_1} - \frac{1}{\beta_2} \right)$$

La direction ϕ est à relier à l'orientation préférentielle de l'axe a des minéraux d'olivine, orientation induite par les déformations du manteau supérieur.

1.5. Les causes de l'anisotropie

La structure qui produit l'anisotropie sismique peut avoir des origines variées (Fig. 7). Dans la croûte continentale supérieure, les deux sources prédominantes d'anisotropie communément admises sont :

- l'alternance de couches isotropes ayant des propriétés élastiques différentes, on parle dans ce cas de litage compositionnel et d'**anisotropie de stratification**, et
- la présence de microfractures remplies de fluides ou de produit de fusion au niveau des rides océaniques (e.g. Kendall, 1994). On parle alors d'**anisotropie de microfracturation**.

Dans la croûte inférieure (au-dessous de la transition fragile-ductile) la cause majeure de l'anisotropie est l'orientation des cristaux (Mainprice et Nicolas, 1989) comme le plagioclase, le quartz,

les pyroxènes et les phyllosilicates, qui sont intrinsèquement anisotropes et peuvent développer de fortes fabriques lors de la déformation ductile (Barruol et Kern, 1996).

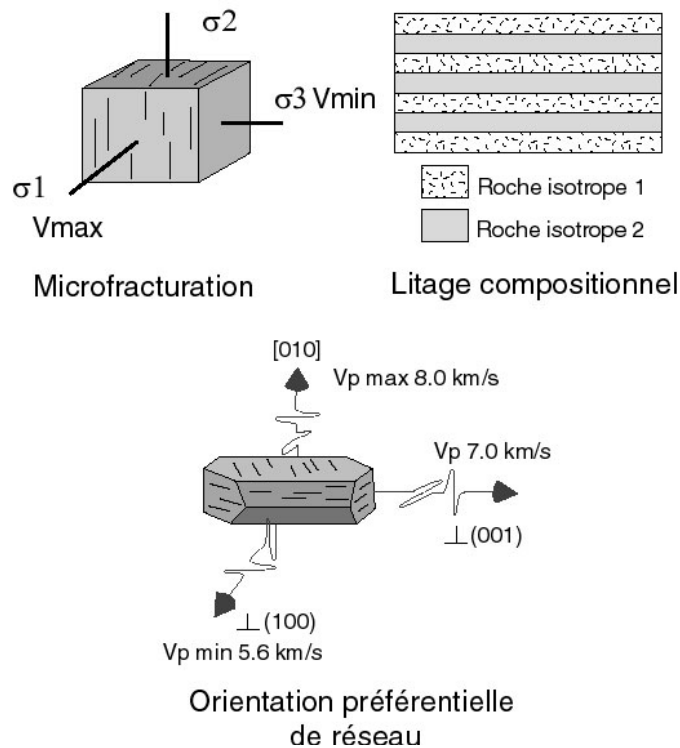


Figure 7 : Les différentes sources d'anisotropie dans la Terre.

Dans le manteau continental, la pression de confinement étant suffisante pour que les microfractures soient fermées (dès 200 MPa), l'anisotropie sismique résulte de l'orientation préférentielle des minéraux anisotropes en réponse à la déformation du manteau. Les minéraux principalement concernés sont ceux ayant une forte anisotropie élastique intrinsèque, en particulier l'olivine, et dans une moindre mesure, l'orthopyroxène (OPX) et le clinopyroxène (CPX). Dans les zones de fusion partielle, de rifts ou les rides océaniques, une orientation préférentielle de fluides dans des fentes ou aux joints de grains peut être à l'origine d'une anisotropie.

Les travaux pionniers de Verma (1960), ont mis en évidence l'anisotropie intrinsèque du cristal d'olivine (Fig. 8). Celui-ci démontra la différence de vitesse de propagation d'une onde dans un monocristal d'olivine en fonction de ses axes cristallographiques. En considérant que le pourcentage d'anisotropie est donné par $k_s = (V_{\max} - V_{\min}) / V_{\text{moy}}$, on mesure une anisotropie de propagation de 26 % pour les ondes P, et une anisotropie de polarisation de 19% pour les ondes S. Ces valeurs étant assez importantes, on peut raisonnablement penser qu'une roche composée de tels minéraux anisotropes devrait elle aussi être anisotrope. Cette propriété n'est vérifiée que si les axes cristallographiques des minéraux qui composent la roche sont orientés de façon non aléatoire. Ils ont alors développé une orientation préférentielle de réseau (OPR), induite par la déformation.

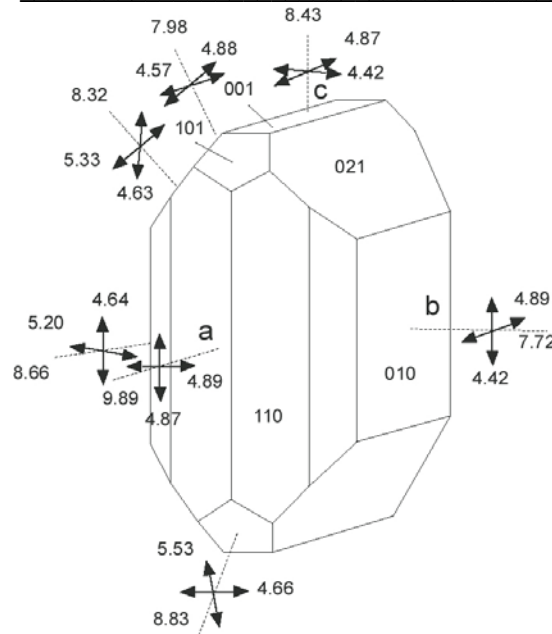


Figure 8 : Vitesse des ondes de volume dans un monocristal d'olivine. Pour chaque direction cristallographique sont données les vitesses des ondes P et S selon les polarisations indiquées par les double-flèches (d'après Babuska et Cara, 1991).

Le développement d'une OPR durant la déformation dépend de plusieurs facteurs (Fig. 9) :

- la nature des minéraux
 - système cristallographique,
 - propriétés mécaniques intrinsèques du minéral,
 - température de fusion...
- le processus de déformation dominant,
- l'orientation des tenseurs de contrainte et de déformation,
- et le facteur d'état, c'est à dire l'histoire pré- et post-déformation.

L'anisotropie intrinsèque d'une roche comportant un nombre i de phases minérales peut être représentée par la figure suivante :

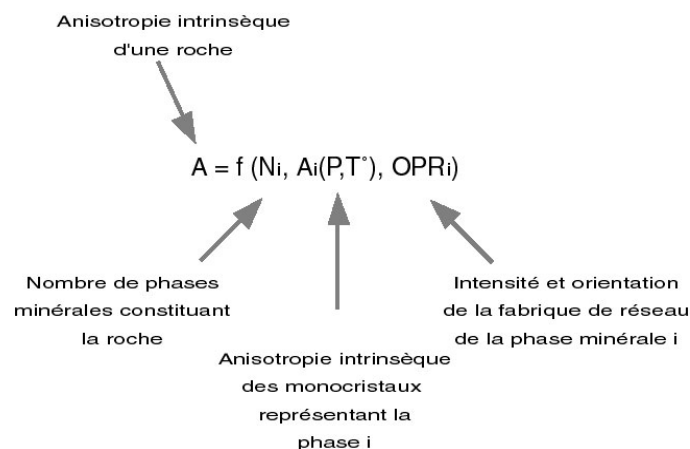


Figure 9 : Définition de l'anisotropie intrinsèque d'une roche faisant intervenir différents facteurs.

A l'échelle macroscopique, les propriétés sismiques, et donc l'anisotropie intrinsèque d'un agrégat constitué d'un nombre i de phases minérales, sont obtenues par différents types de moyenne :

- la moyenne de Voigt (1928), stipulant une déformation homogène au sein de l'échantillon,
- la moyenne de Reuss (1929), stipulant une contrainte uniforme dans l'agrégat, et
- la moyenne de Hill (1952), consistant en une moyenne des deux précédentes.

1.5.1. Développement d'OPR à l'échelle de l'agrégat

L'orientation préférentielle des minéraux requise pour transférer l'anisotropie intrinsèque des minéraux à une roche est conditionnée par la déformation. Soumis à une contrainte déviatorique, un cristal peut se déformer soit par glissement le long de plans réticulaires (déformation plastique *sensu stricto*), soit par diffusion orientée d'atomes au sein du réseau ou le long des joints de grains. La déformation par glissement et par diffusion peut opérer à l'état solide, sans variation de volume : c'est la déformation plastique au sens général. La déformation liée à la plasticité cristalline fait intervenir différents mécanismes et processus, dont le point de départ est l'existence de défauts au sein d'un réseau cristallin. Ces défauts sont ponctuels (ou sans dimension), linéaires (ou uni-dimensionnels) ou planaires (ou bi-dimensionnels).

Les **défauts ponctuels** sont constitués d'atomes interstitiels (impuretés) nuisant à la plasticité par des effets structuraux (volumes différents) ou électriques (charges différentes), et des lacunes atomiques.

Les **défauts linéaires** se traduisent par une ligne de dislocation du réseau cristallin. Deux types fondamentaux existent :

- les dislocations coin (Fig. 10), qui proviennent de l'existence d'un demi plan réticulaire excédentaire se propagent dans la direction du cisaillement,
- les dislocations vis (Fig. 10), qui résultent d'un raccordement hélicoïdal des plans réticulaires de part et d'autre du domaine considéré, et qui correspondent à l'axe de cette hélice, se propagent perpendiculairement à la direction de cisaillement.

Les boucles de dislocation (Fig. 10) correspondent quant à elles à une association des deux précédents types de dislocations. Cristallographiquement, une boucle de dislocation est caractérisée par son plan de glissement, et par la direction du cisaillement, parallèle à la dislocation vis, qui est la direction de glissement.

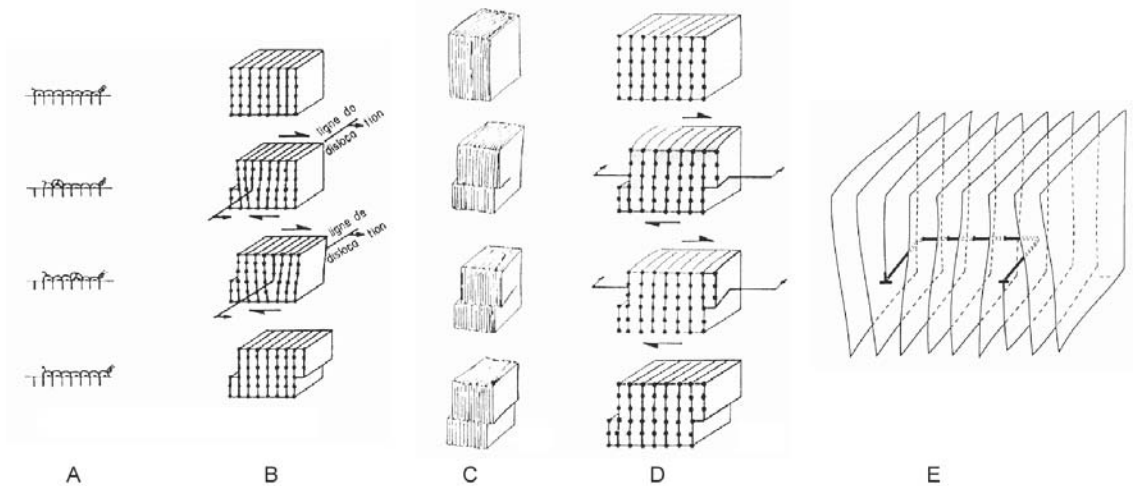


Figure 10 : Représentation schématique des différents types de dislocations. Les figures A et B représentent le glissement par propagation d'une dislocation coin, analogie entre le déplacement du demi-plan supplémentaire et les anneaux d'une chenille. Les figures C et D représentent le glissement par propagation d'une dislocation vis, analogie avec la trace de la déchirure dans une ramette de papier. La figure E quant à elle schématise une demi-boucle de dislocation. Seuls les plans réticulaires parallèles au demi-plan supplémentaire sont représentés dans le cristal. Le demi-plan supplémentaire supérieur à gauche est relié de façon continue au demi-plan supplémentaire inférieur droit grâce à une distorsion des plans réticulaires limitée vers l'arrière par la dislocation vis, à la façon des différents paliers d'un parking à rampe hélicoïdale (d'après Nicolas et Poirier, 1976).

Sous l'effet d'une contrainte, ces défauts ont la propriété de se déplacer et de faire glisser l'une par rapport à l'autre les deux parties du cristal qu'ils séparent, d'une quantité élémentaire b représentant le vecteur de glissement, ou vecteur de Burgers. Les systèmes de glissement actifs dans les cristaux sont sélectionnés sur la base de considérations énergétiques : le minimum d'énergie doit être mis en oeuvre pour le déplacement élémentaire (pour l'olivine, le système dominant à haute température est $(010)[100]$).

Les **défauts planaires** correspondent aux parois de dislocation, macles, surfaces limitant le cristal, encore appelées joints de grain lorsque les cristaux en coïncidence sont de la même phase, ou interfaces lorsqu'ils appartiennent à des espèces différents.

Les mécanismes et processus de la déformation plastique sont fonction de la température :

- à basse température : le glissement des dislocations conduit à un cisaillement macroscopique. Pour déformer un agrégat cristallin de façon homogène et cohérente, chaque cristal doit avoir cinq systèmes de glissement indépendants (critère de Von Mises). Or, les principaux minéraux des roches possèdent moins de cinq systèmes de glissement. A basse température, la déformation plastique ne peut donc être homogène au sein de l'agrégat, et les glissements doivent être assistés par d'autres mécanismes de déformation comme le maclage et le pliage.
- à haute température : la diffusion devient rapidement plus active. De nouveaux mécanismes de déformation autorisant une plus grande latitude de déformation de chaque cristal

interviennent (montée des dislocations¹ ou diffusion en volume et en surface). Ces mécanismes entraînent une plus grande homogénéité en terme de déformation à l'échelle de l'agrégat. A haute température, un équilibre dynamique tend à s'établir entre les phénomènes antagonistes du durcissement² et de la restauration³. La densité des dislocations se stabilise, on atteint le régime du fluage stationnaire, produit par le glissement et la montée des dislocations. A très haute température, le fluage peut être assuré partiellement par la diffusion orientée des atomes à travers le réseau cristallin (diffusion en volume) ou le long des joints de grains (diffusion en surface).

Une des conséquences de la propagation de dislocations dans les cristaux est la réorientation du réseau cristallin. Dans le manteau supérieur, les conditions sont donc favorables à l'apparition d'une anisotropie sismique à l'échelle de la roche.

1.5.2. Les minéraux anisotropes

Le minéral le plus répandu dans le manteau supérieur étant l'olivine (entre 50 et 70%), c'est l'OPR de ce minéral qui contrôle majoritairement l'anisotropie sismique à grande échelle. D'autres minéraux tels que les OPX et les CPX y contribuent également, mais dans une proportion plus restreinte, du fait que :

- ils existent en plus petite quantité,
- ces minéraux ont généralement une anisotropie intrinsèque moins importante que le monocristal d'olivine, et
- ils ont moins de facilité à propager les dislocations, et par conséquent, se déforment plus difficilement que l'olivine.

Cependant, de bonnes orientations préférentielles de réseau peuvent être obtenues pour des OPX ou des CPX. Les OPR de l'olivine et de l'OPX, qui peuvent devenir parallèles pendant la déformation, sont contraires, et mènent à la destruction de l'anisotropie. Ce propos est illustré sur la figure 11. Des mesures de pétrofabriques ont été réalisées pour l'olivine et l'Opx d'une roche composée respectivement à 80 et 20% de ces minéraux. Les mesures réalisées sur l'olivine indiquent une anisotropie de 12.3%, et les mesures réalisées sur l'Opx, une anisotropie de 3.6%. L'anisotropie de la roche totale est quant à elle de 9.8%. Ainsi, bien que composée à 80% d'olivine, l'anisotropie de

¹ déplacement d'une dislocation coin dans un plan normal à son plan de glissement grâce à un fluage de matière qui vient rajouter ou retrancher au demi-plan excédentaire.

² augmentation de la densité des dislocations qui se bloquent sur les divers défauts du réseau. Des contraintes de plus en plus élevées sont nécessaires pour les mouvoir.

³ mécanisme d'adoucissement faisant appel à la montée des dislocations qui peuvent ainsi s'annihiler mutuellement, franchir des obstacles ou s'organiser en parois.

l'agrégat est inférieure à l'anisotropie de l'olivine seule, ce qui indique que l'OPR de l'Opx a tendance à avoir un effet destructeur par rapport à l'OPR de l'olivine (Bascou et Leenhardt, 1996).

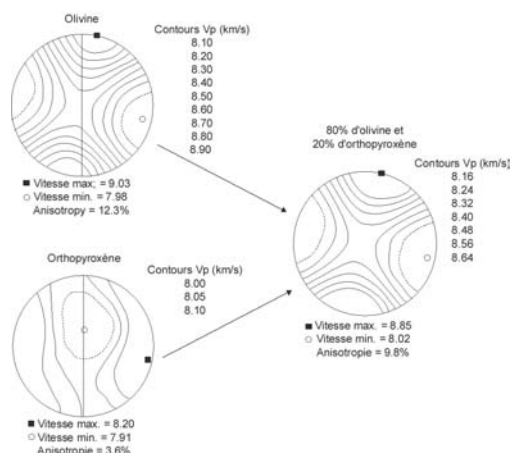


Figure 11 : Exemple d'effet destructeur sur l'anisotropie de l'OPR de l'Opx par rapport à l'OPR de l'Olivine, pour un échantillon composé à 80% d'olivine et 20% d'orthopyroxène (d'après Bascou et Leenhardt, 1996).

1.6. Exemple de détermination de l'anisotropie sismique à l'échelle d'une roche

Nous allons présenter un exemple permettant d'exposer de façon relativement succincte le principe de la détermination de l'anisotropie sismique à l'échelle d'agrégats polycristallins. Ben Ismail et Mainprice (1998) ont constitué une base de données unique consistant en la détermination de pétrofabriques et du calcul des propriétés sismiques de 110 échantillons d'olivine aux micro-structures variées, provenant de divers environnements géodynamiques: ophiolites, zones de subduction et kimberlites.

1.6.1. Détermination des orientations cristallographiques

L'orientation du réseau cristallographique de chaque phase minérale est mesurée, soit au microscope optique équipé d'une platine universelle, soit au microscope électronique à balayage. Les mesures d'orientations cristallographiques au microscope optique sont basées sur les relations existant entre les propriétés optiques d'un minéral et sa structure cristallographique. La mesure de l'orientation des axes cristallographiques au microscope électronique à balayage, est quant à elle basée sur l'indexation des figures de diffraction des électrons rétrodiffusés (*Electron BackScattered Diffraction*, EBSD, e.g. Ben Ismail (1999)).

Pour caractériser l'Orientation Préférentielle de Réseau d'une roche, il faut tout d'abord évaluer la force de sa fabrique, et la distribution en densité des principaux axes cristallographiques. La force d'une pétrofabrique est définie par un indice J , tel que

$$J = \int f(g)^2 dg$$

où $f(g)$ représente la densité de la distribution des orientations cristallographiques du minéral selon l'orientation g (g est une matrice de rotation amenant le cristal d'une orientation standard –ou référentiel structural- à son orientation mesurée), et $dg = d\varphi_1 d\varphi_2 \sin\phi / 8\pi^2$, avec ($\varphi_1, \phi, \varphi_2$) les angles d'Euler. L'indice J a une valeur égale à 1 lorsque la fabrique est aléatoire, et tend vers l'infini dans le cas d'un cristal pur.

Une figure de pôles est une projection stéréographique des contours de la densité des orientations cristallographiques selon chaque direction du référentiel structural. Sur l'ensemble des 110 échantillons constituant la base de données (Ben-Ismaïl et Mainprice, 1998), 4 types de figures de pôles prédominent (Fig. 12). On constate que dans les 4 cas, l'axe $[100]$ est parallèle ou sub-parallèle à la direction de linéation X .

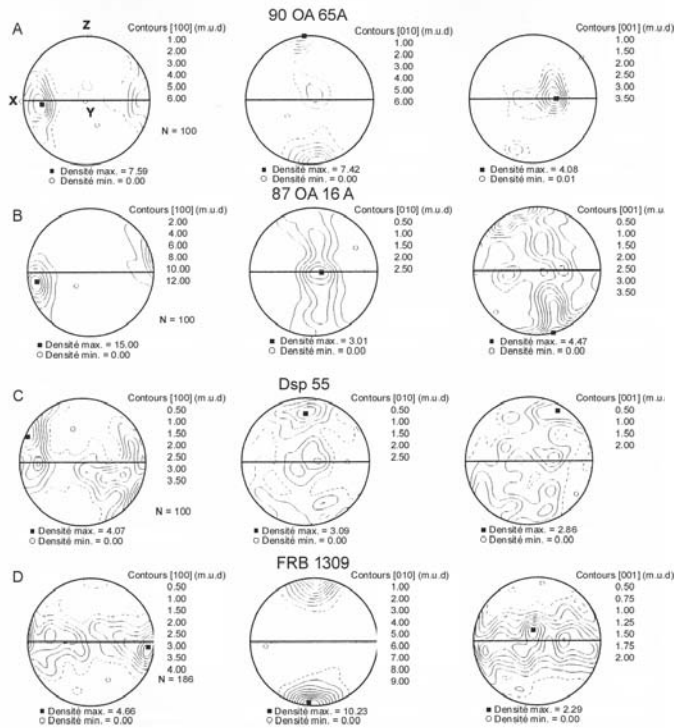


Figure 12 : OPR caractéristiques. A : système de glissement $(010)[100]$, B : $(001)[100]$, C : $(0kl)[100]$, D : faible fabrique. Toutes les figures de pôle ainsi que les vitesses sismiques sont représentées selon le repère structural (XYZ), où X est la linéation, Z est le pôle de foliation, et Y est la direction perpendiculaire à la linéation, dans le plan de foliation. Les contours représentent des multiples de distribution uniforme (m.u.d.).

1.6.2. Détermination des propriétés sismiques

Les propriétés sismiques d'une roche sont contrôlées par la composition modale, les propriétés élastiques de chaque minéral, la densité et la fabrique cristallographique de chaque constituant de la roche. En combinant la loi de Hooke avec la loi fondamentale de la dynamique, on obtient l'équation de Christoffel telle que :

$$\text{Det}[C_{ijkl}X_iX_j - \delta_{ik}\rho V^2] = 0$$

avec $X_i X_j$ la direction de propagation de l'onde, δ_{ik} le delta de Kronecker, ρ la masse volumique et V la vitesse des ondes dans une direction donnée. L'équation de Christoffel est exprimée sous forme de matrice, et $C_{ijk} X_i X_j$ est la matrice de Christoffel. Cette matrice est une matrice 3X3. Pour chaque direction de propagation, on a trois solutions de l'équation de Christoffel, et donc trois ondes se propageant à des vitesses différentes si le matériau est anisotrope :

- l'onde la plus rapide provoque un mouvement des particules parallèle à la direction de propagation (onde compressive),
- les deux autres sont des ondes de cisaillement provoquant des mouvements de particules perpendiculaires entre eux et perpendiculaires à la direction de propagation de l'onde.

Lors de la résolution de l'équation de Christoffel pour un agrégat polycristallin, la matrice des coefficients élastiques peut être calculée en utilisant les moyennes de Voigt, Reuss ou Hill. Le choix de la moyenne utilisée affecte les vitesses absolues, mais non l'anisotropie d'un échantillon. Ben Ismail et Mainprice (1998) ont opté pour la moyenne de Voigt.

Les propriétés élastiques d'un monocristal ayant une orientation g dans le référentiel structural sont déduites de la multiplication des coefficients d'élasticité dans le référentiel cristallin par la matrice de rotation (g_{ij}) (Nye, 1972) :

$$C_{ijkl} = g_{ip} g_{jq} g_{kr} g_{ls} C_{pqrs}$$

avec C_{ijkl} les coefficients élastiques dans le référentiel structural, C_{pqrs} les coefficients élastiques dans le référentiel cristallin. Pratiquement, cela consiste à appliquer à la matrice C_{pqrs} du monocristal une rotation qui l'amène dans l'orientation du grain qui a été mesurée dans la roche. Pour un agrégat polycristallin, cette multiplication peut être généralisée à l'ensemble des orientations individuelles.

Les vitesses sismiques d'un agrégat cristallin polyphasé sont obtenues en introduisant dans l'équation de Christoffel les coefficients d'élasticité (dans le repère structural), à une pression et une température données, de chaque phase minérale dans la proportion de fraction volumique des cristaux qu'ils représentent. Pour déterminer les propriétés élastiques d'un agrégat dans les conditions d'origine, il faut connaître sa température et sa pression d'équilibre, ainsi que les dérivées en fonction de la pression et de la température des modules élastiques.

L'anisotropie sismique du manteau supérieur correspond à une moyenne de la contribution des différentes phases minérales. La base de données ne renferme que des mesures effectuées sur l'olivine, qui est la phase dominante du manteau supérieur. Les propriétés sismiques des ondes P dans le minéral d'olivine pur ainsi que dans les échantillons correspondant aux 4 types de figures de pôles précédemment mentionnés, montrent une bonne correspondance entre la concentration maximale des axes [100] de l'olivine et la vitesse maximale de propagation des ondes P (Fig. 14). Il

s'avère en effet que les vitesses en ondes P maximum, intermédiaires et minimums, sont respectivement parallèles aux axes [100], [001] et [010].

L'anisotropie sismique des ondes P est définie par $\delta V_p = \frac{[V_{p\max} - V_{p\min}]}{\langle V_p \rangle}$ avec $\langle V_p \rangle = \frac{[V_{p\max} + V_{p\min}]}{2}$. Elle

oscille entre 24.6% pour un cristal d'olivine pur, et 8.8% pour l'échantillon Dsp 55 (Fig. 14).

Concernant la biréfringence des ondes S, on observe une bonne corrélation entre l'orientation des axes [100] et [001] et le maximum du déphasage. La direction de polarisation de l'onde S rapide est quant à elle parallèle à l'axe [100], et donne une information sur l'orientation du plan de foliation (XY) quelle que soit la direction de propagation de l'onde (Fig. 13). Ainsi, la direction de polarisation de l'onde S rapide est parallèle au maximum de concentration des axes [100], qui n'est pas exactement parallèle à la linéation.

Le déphasage temporel δt des ondes S est calculé en utilisant la relation :

$$\delta t = \frac{L \delta V_s}{\langle V_s \rangle}$$

avec L, la longueur du trajet de l'onde sismique dans le milieu anisotrope, et δV_s , l'anisotropie en onde S dans la direction de propagation, telle que $\delta V_s = \frac{[V_{s\max} - V_{s\min}]}{\langle V_s \rangle}$ avec $\langle V_s \rangle = \frac{[V_{s\max} + V_{s\min}]}{2}$. L'anisotropie

sismique en ondes S varie entre 18.15% pour le cristal d'olivine pur, et 8.41% pour l'échantillon DSP 55 (Fig. 13).

La contribution des différents axes cristallographiques au calcul de l'anisotropie a été évaluée, et il s'avère qu'un alignement intensifié des axes [100] induit une augmentation de l'anisotropie des ondes P, alors que l'orientation des axes [010] et [001] n'a qu'un effet secondaire. Pour l'anisotropie des ondes S par contre, les 3 axes influencent la magnitude de l'anisotropie.

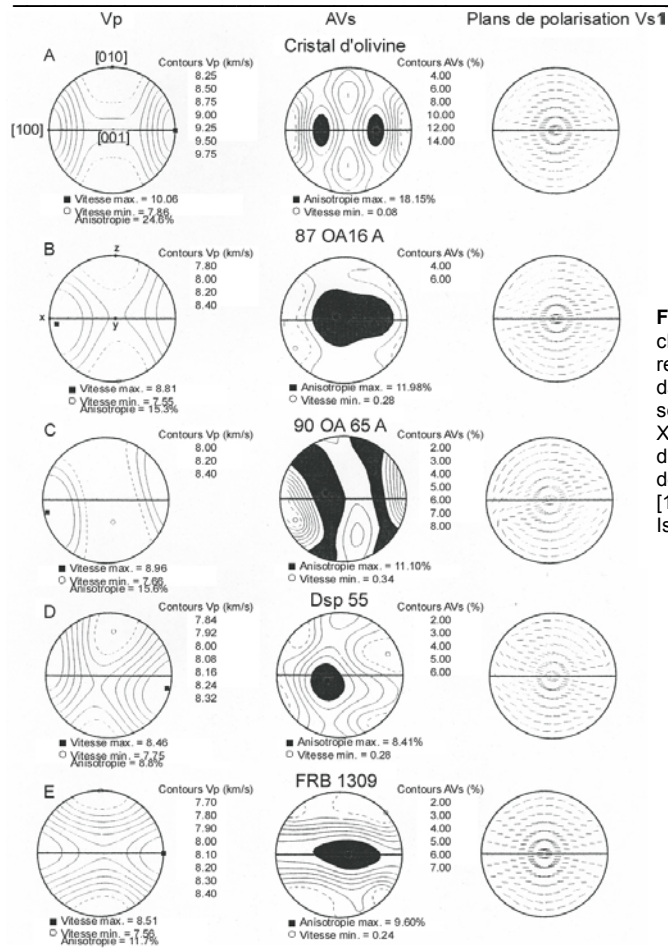


Figure 13 : Propriétés sismiques calculées pour chacun des échantillons présentés Fig. 9, et représentant les 4 principaux types d'OPR présentes dans la base de données. Les propriétés sismiques sont représentées selon le repère structural (XYZ), où X est la linéation, Z est le pôle de foliation, et Y est la direction perpendiculaire à la linéation, dans le plan de foliation. X correspond à l'axe cristallographique [100], Y à l'axe [001] et Z à l'axe [010] (d'après Ben Ismail et Mainprice, 1998).

1.6.3. Propriétés sismiques moyennes et environnements géodynamiques

Sur les 110 échantillons considérés dans la base de données mise au point par Ben Ismail et Mainprice (1998), 69.4% d'entre eux proviennent de dorsales rapides. L'analyse des propriétés sismiques moyennes calculées pour chaque environnement géodynamique montre très peu de différences d'un environnement à l'autre (Fig. 14). On constate en effet que quel que soit le contexte, la vitesse maximale en onde P est proche de l'axe X, tandis que la vitesse minimale est proche de l'axe Z. L'anisotropie en ondes P est quant à elle très peu variable, oscillant entre 9.6% en contexte de subduction, et 8.2% pour les kimberlites. En ce qui concerne les propriétés sismiques des ondes S, le déphasage maximum est proche de l'axe Y, le déphasage minimum est proche de l'axe X, et quelle que soit l'orientation de la direction de propagation, la polarisation de l'onde S rapide donne une information sur l'orientation du plan de foliation (XY).

Pour ce qui est des propriétés sismiques moyennes calculées pour les 110 échantillons composés à 100% d'olivine, tous environnements géodynamiques confondus, la vitesse en onde P moyenne varie entre 7.84 km.s^{-1} perpendiculairement à la foliation, et 8.47 km.s^{-1} parallèlement à la

linéation. L'anisotropie en ondes P est quant à elle de 9.5%. Pour les ondes S, la biréfringence oscille entre 0.1 km.s^{-1} (0.2%) proche de la direction de linéation, et 0.3 km.s^{-1} (6.6%) perpendiculairement à la linéation, dans le plan de foliation.

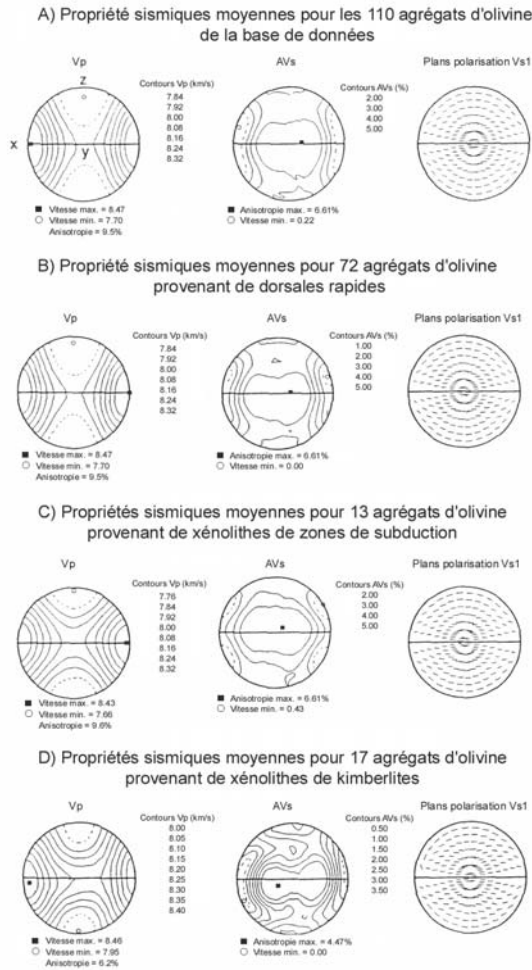


Figure 14 : Propriétés sismiques moyennes représentées dans le repère structural (XYZ) (même convention que figures précédentes) pour A : les 110 échantillons présents dans la base de données, B : les 72 échantillons provenant des dorsales rapides, C : les 13 échantillons de contexte de subduction, et D : les 17 échantillons de xénolithes de kimberlites (Ben Ismail et Mainprice, 1998).

1.7. Relation anisotropie sismique –déformation

Dans le manteau supérieur, l'anisotropie sismique résulte essentiellement de l'orientation préférentielle de l'olivine, minéral le plus abondant (70 %) et le plus facilement déformable. Par conséquent, l'analyse de la déformation du manteau supérieur par le biais de l'anisotropie sismique, dépend fortement du développement d'OPR de l'olivine.

Les relations entre OPR et propriétés élastiques du manteau supérieur sont bien connues : la direction du plan de polarisation de l'onde S rapide et les directions de propagation rapide des ondes P et de Rayleigh, sont parallèles à la concentration principale des axes [100] de l'olivine. Le délai temporel entre l'arrivée de l'onde S rapide et l'arrivée de l'onde S lente est directement proportionnel à l'épaisseur de la couche anisotrope, ainsi qu'à son anisotropie intrinsèque (Mainprice et Silver, 1993).

Tommasi et al. (1999) ont réalisé des modélisations numériques permettant d'étudier les effets du régime de déformation sur le développement d'OPR et l'anisotropie sismique associée, au sein de zones de déformation continentale. Cette étude a permis aux auteurs de déterminer l'effet du régime de déformation sur le signal anisotrope obtenu par étude d'ondes SKS et Pn. Nous nous intéresserons ici plus particulièrement aux résultats obtenus pour les ondes SKS.

1.7.1. Failles décrochantes et transpressionnelles

Les domaines structurés verticalement, déformés en cisaillement simple, transpression ou cisaillement pur, sont associés à des directions du plan de polarisation de l'onde S rapide parallèles à la tendance structurale, avec de fortes anisotropies, donc de forts déphasages temporels.

L'étude de Mainprice et Silver (1993) visant à déterminer les propriétés sismiques de 5 nodules de kimberlites représentatives de la lithosphère sub-continentale, a montré que pour des trajets d'ondes S perpendiculaires au plan de foliation (Z) ou parallèle à la direction de linéation (X), le pourcentage d'anisotropie varie entre 1.6 et 1.7 %, alors que pour des trajets parallèles à Y, ce pourcentage augmente à 3.1 %. Ils ont montré que pour obtenir un délai temporel de 1.7 s (mesuré par Silver et Chan, 1991, sur le craton Canadien) et pour une longueur du trajet de l'onde SKS correspondant à une valeur moyenne de lithosphère cratonique (environ 200-250 km), la valeur de AVs à considérer est 3.1 %. En terme d'orientation des directions structurales, cela implique un plan de foliation vertical, une direction de linéation horizontale et l'axe Y vertical, pour une propagation quasi-verticale d'une onde SKS. Cette interprétation est représentée sur la figure 15, et une telle déformation est principalement causée par un mouvement de décrochement. Un fluage cisailant dans le manteau produit un plan de foliation (XY) vertical, une direction de linéation horizontale (X), et un axe Y vertical. Ainsi, un mouvement décrochant dans le manteau, associé à un fort couplage mécanique croûte-manteau, est compatible avec des observations de direction de polarisation de l'onde S rapide parallèle aux directions structurales de surface.

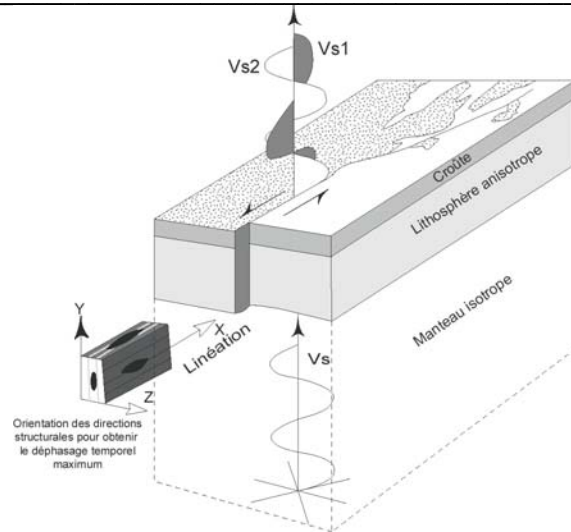


Figure 15 : Schéma représentant le comportement d'une onde SKS lors d'un mouvement cisailant dans la lithosphère subcontinentale. Vs est l'onde SKS se propageant dans le manteau isotrope. Vs1 et Vs2 sont les deux ondes quasi-S polarisées orthogonalement et enregistrées à la station après avoir traversé la lithosphère subcontinentale anisotrope. Vs1 est polarisée parallèlement à la direction du mouvement, qui est représenté par la faille cisailante verticale. Le nodule de kimberlite est caractérisé par un plan de foliation (XY) vertical, parallèle au plan de la faille, et par une direction de linéation (X) horizontale.

1.7.2. Chaînes en transpression

Le parallélisme entre la direction du plan de polarisation de l'onde S rapide et l'orientation structurale de surface n'est pas limité aux grandes zones décrochantes. En effet, un parallélisme est aussi observé avec des orogènes, comme c'est le cas pour les Appalaches (Barruol et al., 1997), les Pyrénées (Barruol et al., 1998 ; Vauchez et Barruol, 1996), ou encore les chaînes Ribeira et Brasília au sud-est du Brésil, comme nous allons le voir plus tard. Dans ce cas, le parallélisme ne peut pas être expliqué par une déformation mantellique localisée dans des failles lithosphériques parallèles à l'axe des chaînes de montagnes. Par contre, il peut s'expliquer si le manteau lithosphérique se déforme par transpression.

1.7.3. Chaînes en chevauchement

Dans une zone de déformation horizontale, les ondes SK(K)S se propagent perpendiculairement au plan du fluage et à la direction du fluage. En régime de cisaillement simple, l'onde S rapide devrait être polarisée parallèlement à la direction de cisaillement. Dans les chaînes de chevauchement, beaucoup de mesures d'anisotropie sismique à partir du déphasage d'ondes SK(K)S montrent des orientations du plan de polarisation de l'onde S rapide parallèles à l'allongement de la

chaîne. Des plans de polarisation perpendiculaires à cet allongement sont mis en évidence en certains endroits, notamment au nord de la chaîne Ribeira, comme nous allons le voir plus loin.

Ainsi, des orientations du plan de polarisation de l'onde S rapide, parallèles à l'allongement structural en de tels contextes, peut résulter (Tommasi et al., 1999) de cisaillement simple ou de transpression dans des zones de cisaillement vertical, ou de raccourcissement horizontal uniaxial (c'est à dire une composante du fluage parallèle à l'allongement structural). Ceci suggère que le chevauchement est un processus mineur dans la déformation du manteau lithosphérique, et que les domaines orogéniques déformés par chevauchement et épaissement crustal sont souvent découplés du manteau sous jacent.

1.7.4. Régime extensif

Prenons le cas des rifts en domaine continental. Vauchez et al. (2000) ont étudié la déformation du manteau supérieur et l'anisotropie sismique dans les rifts continentaux. Plusieurs sources d'anisotropie ont été considérées :

- la déformation lithosphérique (pré-rift, et pendant le processus de rifting),
- le fluage asthénosphérique, et
- l'occurrence de poches de fluides orientées dans le manteau asthénosphérique.

L'anisotropie sismique observée dans ce type de contexte résulte probablement d'une combinaison de ces différents processus, dans une proportion variant d'un rift à l'autre et même au sein d'un même rift. La figure 16 présente la contribution possible des diverses sources d'anisotropie pour deux modèles principaux de rifting : le modèle de rupture lithosphérique en transtension (Nicolas et al., 1994, Vauchez et al., 1997, Vauchez et al., 1998) et le modèle de McKenzie (1978).

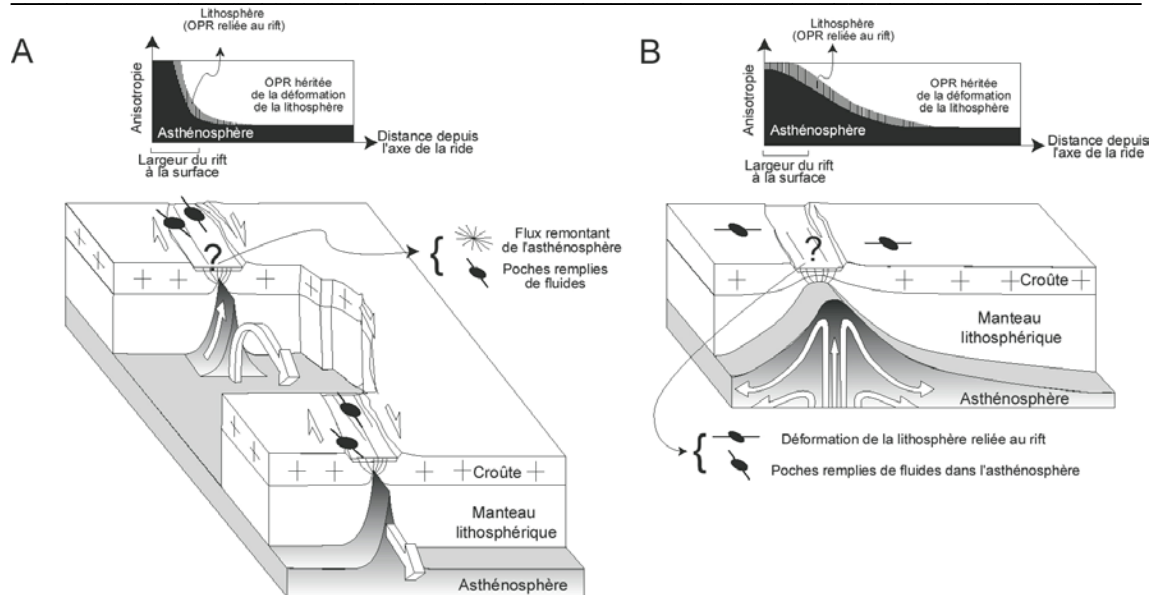


Figure 16 : Schéma illustrant deux modèles de rifts. Dans la premier cas (A), le rifting est contrôlé par une structure lithosphérique pré-existante (*frozen-in*), et la lithosphère se déforme par transtension. La contribution asthénosphérique à l'anisotropie mesurée est dominante sous l'axe du rift. Cette contribution est supposée faible au-dessus de régions de remontée asthénosphérique, et plutôt forte et orientée parallèlement au rift entre ces régions. Au-delà des parois du rift, l'anisotropie est reliée aux structures préexistantes du manteau lithosphérique. Dans le second cas (B), la lithosphère est étirée de façon homogène dans une direction perpendiculaire à l'axe de la ride. Les anisotropies lithosphériques et asthénosphériques vont interférer de manière constructive. L'anisotropie résultante est orientée perpendiculairement à l'axe du rift, pas seulement à l'intérieur, mais aussi à l'extérieur du rift.

McKenzie (1978) a proposé une formation des rifts par extension homogène de toute la lithosphère, en réponse aux forces appliquées aux limites des plaques. D'après ce modèle, la direction de linéation serait orientée perpendiculairement à l'axe du rift. Il en résulterait une orientation du plan de polarisation de l'onde quasi-S rapide normale à l'axe du rift (Fig. 16B).

Nicolas et al. (1994) ont proposé un modèle dans lequel le rift se développe par rupture lithosphérique et remontée de matériel asthénosphérique (Fig. 16A, arrière plan). Dans ce cas, la déformation lithosphérique est très localisée. La remontée s'effectue dans des conduits de faible extension latérale, dans lesquels le fluage mantellique est vertical. De part et d'autre de ces conduits, le fluage asthénosphérique est parallèle au rift. Il en résulte des axes [100] de l'olivine orientés verticalement au niveau des conduits (donc pas d'observation de déphasage, mais observations de nulls) et parallèles au rift aux endroits où le fluage horizontal domine (l'orientation du plan de polarisation de l'onde S rapide est donc parallèle à l'axe du rift).

Finalement, Vauchez et al. (1997) suggèrent que la formation du rift est due à une réactivation de structures développées lors d'événements orogéniques anciens, par phénomène de transtension. Ce régime de déformation implique une orientation préférentielle des axes a de l'olivine oblique par rapport à l'axe du rift, et par conséquent, une direction du plan de polarisation de l'onde S rapide oblique par rapport au rift (Fig. 16A, premier plan).

L'observation de directions du plan de polarisation de l'onde S rapide obliques par rapport à l'axe des rifts est africain (Gao, 1997) et du Rio Grande (Sandvol et al., 1992), est en accord avec un rifting en transtension pendant le rifting. Par conséquent, un modèle de rupture lithosphérique associant une

transtension ductile de la lithosphère au début du rifting, et un fluage asthénosphérique parallèle à l'axe du rift, avec ou non orientation préférentielle des poches de produits de fusion parallèles au plan du fluage, pourrait expliquer la plupart des mesures d'anisotropie sismique réalisées dans les rifts continentaux.

1.8. Localisation en profondeur des couches anisotropes

La question de localisation en profondeur des couches anisotropes demeure un problème incontournable. Lorsque l'on étudie l'anisotropie sismique à partir de la biréfringence des ondes téléseismiques SK(K)S, l'anisotropie détectée peut se trouver n'importe où sur le trajet de l'onde entre l'interface noyau/manteau et la station. En effet, sur le trajet entre le noyau et la surface, une onde SK(K)S traverse le manteau inférieur sur une distance d'environ 2100 km, la zone de transition sur 270 km, le manteau supérieur sur 370 km, et enfin la croûte continentale sur une trentaine de kilomètres. Ainsi, bien que possédant de nombreux avantages, cette méthode très répandue ne permet cependant pas de préciser la localisation en profondeur des couches anisotropes. Deux types d'arguments permettent cependant d'apporter une certaine contrainte quant à cette localisation.

1.8.1. Arguments pétrophysiques

D'un point de vue pétrologique, le **manteau inférieur** est essentiellement constitué de perovskite (80 % du volume) et de magnésio-wüstite (20 %). Mainprice et Silver (1993) ont calculé une anisotropie maximum pour une onde S se propageant dans des minéraux de perovskite et de magnésio-wüstite, de 9 % et 13 % respectivement. Des études ont montré que ces minéraux ne développaient pas de fabrique particulière (Meade and Jeanloz, 1990, Karato and Li, 1992). Si ces expériences reproduisent le comportement de déformation de la pérovskite, alors on peut s'attendre à ce qu'il n'y ait pas d'anisotropie dans le manteau inférieur.

La **zone de transition** a une composition minéralogique plus complexe que le manteau inférieur. Les minéraux les plus importants sont le β -spinelle (β -(Mg,Fe)₂SiO₄) et le γ -spinelle (γ -(Mg,Fe)₂SiO₄), qui occupent 60 % du volume, ainsi que le grenat (30 %). L'anisotropie maximum calculée pour l'onde S, est respectivement de 14 % pour le β -spinelle, de 2 % pour le γ -spinelle, et de 1 % pour le grenat. Le β -spinelle est la phase dominante dans la partie supérieure de la zone de transition (70 km), tandis que le γ -spinelle est la phase dominante dans la partie inférieure de la zone de transition, soit sur 130 km. Ainsi, seuls les 70 premiers kilomètres pourraient contribuer de façon significative aux délais mesurés grâce aux ondes téléseismiques. A partir des observations des

agrégats d'olivine, Mainprice et Silver (1993) trouvent une anisotropie maximum en ondes P de l'ordre de 25% pour un cristal d'olivine, et ils envisagent 3 % comme valeur maximum d'anisotropie pour un agrégat de β -spinelle. Pour une couche de 70 km d'épaisseur, avec une vitesse moyenne de propagation des ondes S de l'ordre de 5.5 km.s^{-1} et en supposant que le β -spinelle occupe 60 % du volume, une anisotropie de 3 % contribuerait à un déphasage mesuré par les ondes SKS de l'ordre de 0.2 s.

Le **manteau supérieur** est anisotrope. Une anisotropie en ondes S de 5 % est suffisante pour générer un délai temporel de l'ordre de 2 s au travers d'une couche de manteau supérieur de 200 km d'épaisseur composée à 70 % d'olivine et à 30 % de pyroxène. A partir de l'étude de nodules de kimberlites d'Afrique du Sud (craton du Kaapvaal), Mainprice et Silver (1993) ont déterminé les paramètres anisotropes ϕ et δt . Il est bien établi, à partir d'études pétrologiques (e.g., Boyd, 1973), que ces nodules proviennent de profondeurs de l'ordre de 120 à 205 km, et qu'ils représentent par conséquent un échantillonnage unique direct de la lithosphère subcontinentale. Selon ces études, les valeurs communément observées pour les mesures de délais, de l'ordre de 1 s, peuvent être expliquées pour une lithosphère continentale d'épaisseur normale (c'est à dire approximativement 100 km) par l'existence d'une foliation quasi verticale et une linéation à plongement modéré. Bien que connaissant la profondeur d'origine de ces xénolithes, elles ne permettent un échantillonnage qu'entre la surface et 200 km de profondeur.

De plus, l'anisotropie du manteau supérieur a été démontrée aussi bien grâce à l'utilisation des ondes Pn dans les bassins océaniques (Hess, 1964), que grâce à l'utilisation des ondes de surface à longue période (e.g. Aki et Kaminuma, 1963).

Les propriétés sismiques déterminées à partir des OPR et de la composition des roches crustales (Barruol et Mainprice, 1993), ont mis en évidence un important contrôle de la foliation sur le déphasage des ondes S (Fig. 17). Les modélisations ont confirmé que la **croûte** peut causer un déphasage temporel de l'ordre de 0.1 à 0.3 s, pouvant atteindre 0.5 s dans certains cas. Si 0.2 s de délai temporel sont négligeables par rapport à un déphasage total de l'ordre de 2 s, il faut savoir que de tels déphasages totaux demeurent peu courants. La valeur moyenne étant de 1 s (Silver, 1996), la contribution crustale ne peut être négligée.

Dans ces modélisations (Barruol et Mainprice, 1993), les auteurs ont considéré des couches anisotropes de 10 km d'épaisseur, dont la composition est celle d'échantillons synthétiques de gabbro, anorthosite, amphibolite, gneiss et schistes. Deux cas ont été considérés :

- une linéation horizontale avec une foliation de pendage variable (Fig. 17A),
- une foliation verticale avec une linéation de plongement variable (Fig. 17B).

La conclusion de cette étude fut que pour une onde se propageant verticalement, l'orientation de la linéation a une influence moindre que l'orientation de la foliation, et le délai temporel est d'autant plus élevé qu'une onde se propage parallèlement à la structure foliée.

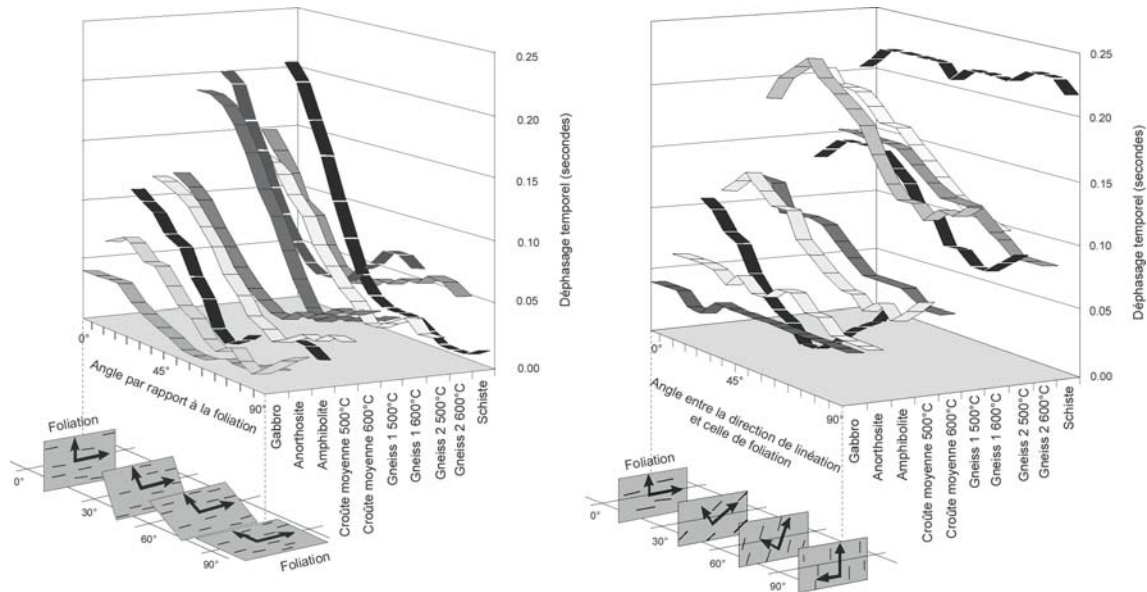


Figure 17 : Influence de l'orientation de la structure sur le déphasage temporel δt . Ces deux diagrammes représentent les variations du déphasage existant entre deux ondes de cisaillement se propageant verticalement et traversant une couche anisotrope de 10 km d'épaisseur. Chacune de ces couches est composée d'échantillons synthétiques. La figure A considère une direction de linéation horizontale tandis que la direction de foliation est variable. La figure B quant à elle considère une foliation verticale associée à une direction de linéation variable (d'après Barruol et Mainprice, 1993).

D'après les études pétrologiques, la contribution maximale au délai temporel observé par analyse des ondes de cisaillement télésismiques SKS serait de l'ordre de 0.2 s dans la zone de transition et de 0.1-0.3 s dans la croûte. Par conséquent, le manteau supérieur apparaît comme la source principale d'anisotropie pour les délais observés et compris entre 1 et 2 s.

1.8.2. Arguments sismologiques

McNamara et al. (1994) ont montré que les délais δt mesurés dans la **croûte** sont 4 à 14 fois plus petits que ceux mesurés dans le manteau. La participation crustale aux mesures de délais temporels n'est cependant pas négligeable. Herquel et al. (1995) ont confirmé les résultats obtenus par McNamara et al. (1994) en réalisant une étude au Tibet, et qui a permis de mettre en évidence la contribution crustale. L'anisotropie sismique a été déduite à partir de l'étude des ondes PS, qui sont des ondes P converties en ondes S au Moho, et qui échantillonnent l'intégralité de la croûte. Les délais temporels δt mesurés sont compris entre 0.1 et 0.3 s, avec une valeur moyenne de 0.19 s.

Alsina et Snieder (1995), afin de contraindre en fonction de la profondeur la localisation des couches anisotropes, ont étudié les zones de Fresnel des phases SKS et SKKS. La géométrie d'un rai arrivant en une station est influencée par les propriétés du matériel au voisinage de la trajectoire du rai. Communément, un rai sismique est appréhendé à l'image d'un tube, dont le diamètre est défini par la première zone de Fresnel. La taille de cette zone de Fresnel dépend de la période et du temps de parcours (ou de la longueur du rai). Pour des ondes ayant de forts angles d'incidence, le temps de trajet peut être directement converti en terme de profondeur. La connaissance des dimensions de la zone de Fresnel en fonction de la période et de la profondeur permet d'avoir une meilleure estimation de la profondeur de localisation de(s) la couche(s) anisotrope(s). Les zones de Fresnel de phases SKS arrivant quasi verticalement en deux stations voisines sont présentées sur la figure 19.

A la station 1, des différences dans les paramètres d'anisotropie mesurés pour des événements ayant des backazimuts opposés, suggèrent une source d'anisotropie localisée au-dessous de Z_1 . Les zones de Fresnel des deux ondes se recoupent entre la surface et Z_1 . Au contraire, des résultats différents de paramètres anisotropes mesurés aux stations 1 et 2 pour le même événement, indiquent une source localisée au-dessus de Z_2 .

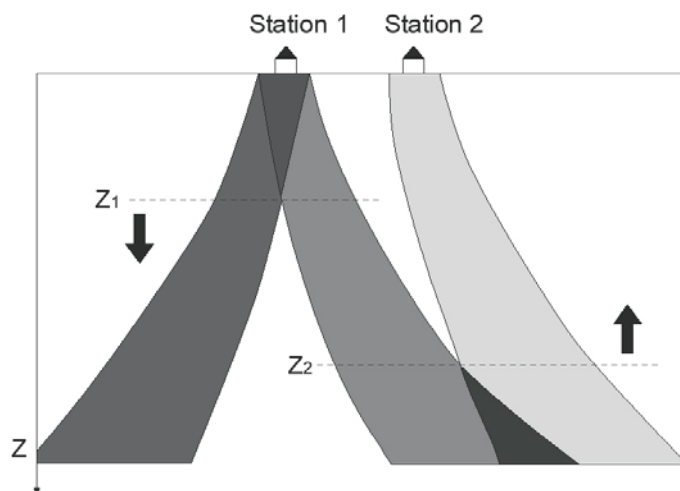


Figure 18 : Illustration schématique des zones de Fresnel, en fonction de la profondeur, pour des phases SKS arrivant quasi verticalement en deux stations voisines (d'après Alsina et al., 1995).

Silver (1996) a montré que l'anisotropie sismique déduite à partir d'une phase S et d'une phase SKS d'événements profonds est identique, alors que les trajets des deux ondes sont très différents dans le manteau inférieur. Si l'on admet que l'origine de l'anisotropie est une orientation préférentielle des minéraux d'olivine, induite par la déformation du manteau, ceci suggère que l'anisotropie est limitée à la zone de transition olivine-spinelle, soit dans les 400 premiers kilomètres du manteau supérieur. Ainsi, communément, l'anisotropie déduite à partir de l'étude de la biréfringence des ondes téléseismiques SK(K)S semble restreinte au **manteau supérieur**.

Cependant, malgré ces deux évidences, des sources d'anisotropie peuvent être localisées au-dessus de la **discontinuité à 660 km** ainsi que dans la **couche D''**. Cette suspicion d'anisotropie au-delà de la zone de transition olivine-spinelle pourrait être mise en évidence par des différences systématiques

de mesures de paramètres anisotropes obtenues à partir des phases SKS et SKKS pour un même événement, enregistré en une même station. En effet, les trajets des ondes SKS et SKKS sont sensiblement différents à la sortie du noyau liquide, pour devenir très proches au fur et à mesure que l'on se rapproche de la surface (Fig. 19).

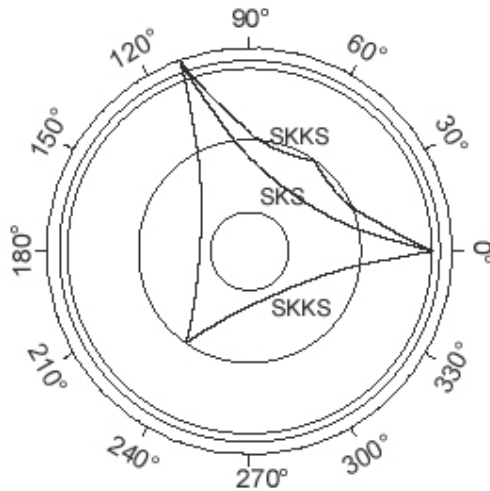


Figure 19 : différence de trajet suivi par les ondes SKS et SKKS.

Une différence systématique dans les mesures de paramètres anisotropes obtenues à partir de ces deux types de phases en une même station, pourrait donc constituer la preuve de l'existence de source(s) d'anisotropie dans les parties non communes des trajets des ondes SKS et SKKS (dans le manteau inférieur ainsi qu'à la limite noyau-manteau). Toutefois, des enregistrements de phases SKS en une seule station, à partir d'événements provenant de sources ayant des backazimuts différents, montrent que l'anisotropie du manteau inférieur est très faible. Deux rais ayant des chemins de propagation différents dans le manteau inférieur montrent des délais temporels ainsi que des directions de polarisation de l'onde rapide sensiblement identiques (Kaneshima et Silver, 1992).

Bien que connaissant la localisation des couches anisotropes en fonction de la profondeur, l'analyse du déphasage des ondes de cisaillement téléseismiques SK(K)S ne permet pas de faire la part des choses entre les diverses contributions possibles. Afin de parvenir à préciser la localisation de la source d'anisotropie, d'autres méthodes doivent être envisagées. La réalisation de modèles tomographiques à partir de l'inversion automatisée de formes d'ondes Love et/ou Rayleigh, avec extraction de l'anisotropie azimutale, représente une de ces méthodes. Les modèles tomographiques de Debayle (1999) et Debayle et Kennett (2000a,b) réalisés pour le continent australien permettent l'étude de l'anisotropie azimutale des ondes Sv en fonction de la profondeur, par couches de 50 km d'épaisseur. Cette méthode a également été appliquée au continent Sud Américain (voir Chapitre 2). Le résultat majeur issu de cette étude est que sous le continent Sud Américain, l'anisotropie sismique est cantonnée aux 150 premiers km du manteau supérieur, à l'exception de la zone de subduction

andine, où l'anisotropie persiste jusqu'à 200 km de profondeur et où les directions de polarisation de l'onde rapide sont orientées dans la direction de plongement du plan de subduction.

1.9. Mécanismes à l'origine de l'anisotropie dans le manteau supérieur

Deux modèles possibles sont communément avancés pour expliquer le déphasage des ondes de cisaillement téléseismiques. Ces deux modèles impliquent la formation d'une OPR de minéraux développée :

- soit dans le manteau sublithosphérique, en réponse au mouvement relatif entre la plaque et le manteau sous-jacent,
- soit dans la lithosphère, en réponse à une déformation, puis figée lors du retour à des conditions thermiques normales après l'arrêt de la déformation (*frozen-in anisotropy*).

1.9.1. Origine asthénosphérique

Vinnik et al. (1992) suggèrent que le déphasage des ondes de cisaillement est relié au développement d'une orientation préférentielle de réseau de l'olivine, dans la zone de cisaillement formée à la base de la lithosphère, pour permettre le mouvement absolu des plaques (*Absolute Plate Motion*, APM). Cette hypothèse suggère donc l'existence d'une zone de découplage entre le mouvement de la plaque continentale et le manteau sous-jacent, région qualifiée d'asthénosphère mécanique par Silver (1996). Dans ce cas, le plan et la direction du fluage (foliation et linéation) sont horizontaux, et la direction de linéation est parallèle à la direction de l'APM de la plaque. Tommasi et al. (1996), ont mis en avant, par modélisation numérique, le fait que l'anisotropie sismique dans un bassin océanique résulte à la fois d'une anisotropie gelée dans la lithosphère, et d'une fabrique générée par le fluage asthénosphérique actuel. Ces deux fabriques sont parallèles, formant une couche unique d'anisotropie, dans la mesure où l'APM ne varie pas avec le temps. Ainsi, les ondes SKS se propageant quasi verticalement, vont présenter des directions de polarisation rapide parallèles à l'APM, et des délais de déphasage entre la composante rapide et la composante lente, dépendant de l'intensité des fabriques cristallographiques et de l'épaisseur de la couche anisotrope. Ce modèle suppose donc que l'anisotropie est liée aux déformations actuelles de l'asthénosphère sub-continentale, la contribution asthénosphérique dominant. Si cette hypothèse est souvent avancée pour expliquer les mesures réalisées en domaine continental, des variations significatives dans les directions du plan de polarisation de l'onde rapide, mesurées à l'échelle régionale, suffisent à rejeter l'hypothèse du fluage asthénosphérique simple (de l'anglais *Simple Asthenospheric Flow*) en tant que

mécanisme dominant la formation de sources anisotropes dans le manteau. Les continents ayant été le théâtre de multiples remaniements depuis l'archéen, rares sont les régions du globe suffisamment homogènes sur de grandes distances pour ne pas présenter de variations significatives des paramètres anisotropes.

Pour expliquer la variabilité des mesures effectuées sous l'Europe Centrale, Bormann et al. (1996) ont suggéré une déviation du fluage asthénosphérique due à une topographie irrégulière de la frontière lithosphère-asthénosphère (Fig. 20). L'étude de l'anisotropie du manteau supérieur dans cette région a permis de mettre en évidence des directions de polarisation de l'onde SKS rapide subparallèles à l'orientation des fortes anomalies de la topographie à la base de la lithosphère (Bormann et al., 1996). Ce modèle suggère une origine de l'anisotropie mesurée en surface due à une combinaison du mouvement de la plaque et de la topographie de la limite lithosphère-asthénosphère. Ainsi, si la frontière entre la lithosphère et l'asthénosphère est subhorizontale, alors les directions du plan de polarisation de l'onde rapide mesurées en surface seront subparallèles à la direction de l'APM (Vinnik et al., 1992). Par contre, dans les régions à forte topographie de la limite lithosphère-asthénosphère, elles sont obliques à l'APM. Prenons le cas d'une racine cratonique, donc d'un épaissement localisé de la lithosphère (Fig. 20). Cet épaissement a pour effet de créer un contraste latéral de vitesse associé à des contrastes de température et de viscosité entre la racine lithosphérique froide et l'asthénosphère environnante plus chaude et moins visqueuse.

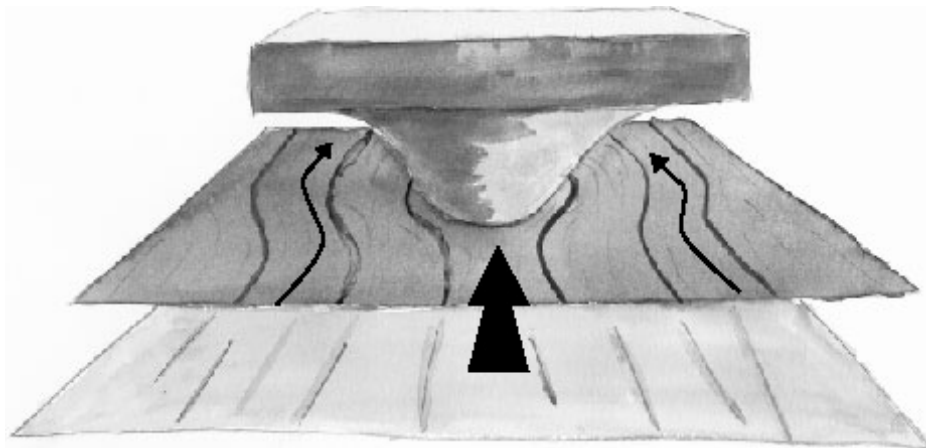


Figure 20 : Schéma illustrant le fluage asthénosphérique autour d'une racine cratonique stable.

Dans ce cas, le fluage asthénosphérique induit par le déplacement de la plaque peut être défléchi autour de la racine, et de ce fait, même si les directions mesurées en surface ne sont pas parallèles à l'APM, l'APM apparaît tout de même comme le moteur de formation de l'anisotropie.

Fouch et al. (2000) ont réalisé un modèle analytique de fluage asthénosphérique autour d'une racine cratonique circulaire (Fig. 21A). Les auteurs ont réussi à mettre en évidence que le fluage s'enroule autour de la racine (Fig. 21B), et qu'un changement de forme du craton (par inclusion d'une entaille par exemple), induit des variations du fluage sur de courtes distances (Fig. 21C). Ces résultats suggèrent que l'anisotropie générée par le fluage asthénosphérique peut produire une direction de polarisation de l'onde rapide variable, y compris sur de courtes distances en domaine continental.

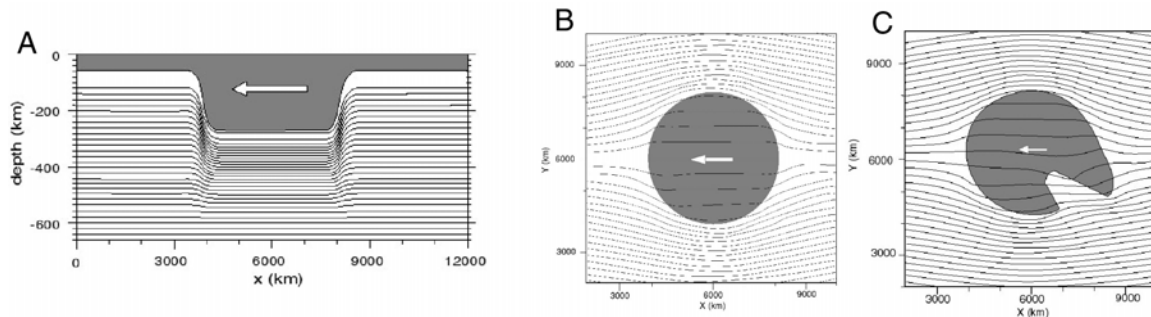


Figure 21 : Direction du fluage asthénosphérique modélisé autour d'une racine cratonique sphérique (B), puis autour d'une racine cratonique comportant une encoche (C). Cette encoche a pour but de permettre une modélisation se rapprochant au mieux du cas réel du craton nord américain, tel qu'imaginé dans le modèle tomographique de Van der Lee et Nolet (1997). La flèche blanche symbolise la direction du mouvement de la plaque. Le manteau flue de gauche à droite. La figure A représente une vue en section des lignes de fluage à travers le milieu, dans le cas général. Les figures B et C montrent les lignes de fluage à 200 km de profondeur (d'après Fouch et al., 2000).

1.9.2. Origine lithosphérique

En domaine continental, les directions d'anisotropie sont souvent parallèles à la direction structurale des domaines orogéniques (e.g. Silver et Chan, 1988, Vauchez et Nicolas, 1991, James et Assumpção, 1996, Silver, 1996, Barruol et al., 1997, Barruol et al., 1998, Granet et al., 1998...)

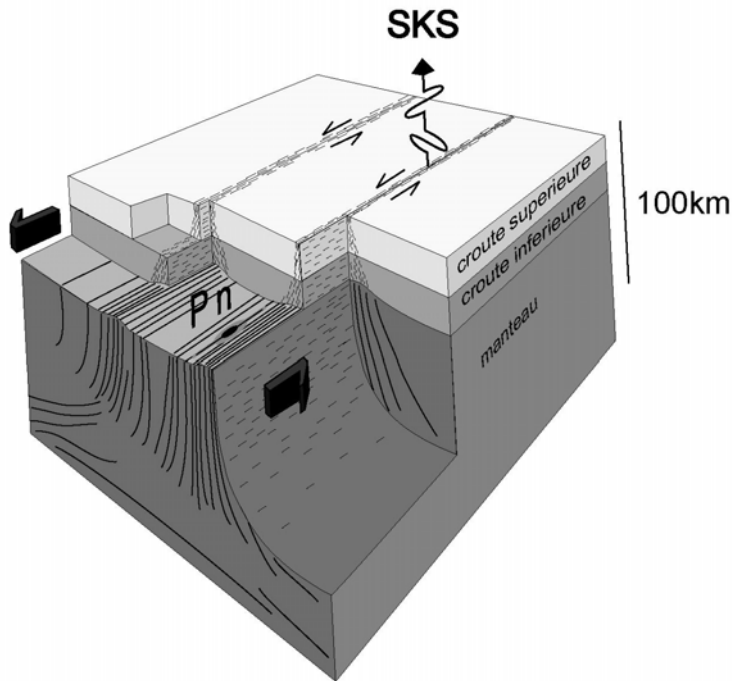


Figure 22 : Schématisation de l'hypothèse VCD dans le cas d'un mouvement transpressional. La lithosphère est déformée par transpression. La zone déformée se retrouve épaissie et cisailée. Les plans de foliations sont supposés verticaux (traits en gras), avec une linéation sub-horizontale dans le plan de foliation. Dans ce cas, la direction d'orientation préférentielle de l'axe a des minéraux d'olivine est supposée parallèle à la direction de linéation.

Ce schéma d'anisotropie a alors été expliqué en terme d'anisotropie "figée" dans la lithosphère (*frozen-in anisotropy*), à la fin du dernier événement tectonique majeur ayant affecté la région d'étude. Au cours d'une orogénèse, par exemple, la croûte et le manteau sub-continental se déforment de façon cohérente, conduisant à l'orientation préférentielle de l'olivine et au développement d'OPR. L'OPR est figée dans la lithosphère lors de la relaxation thermique post-orogénique. L'hypothèse est dénommée VCD (Fig. 22), de l'anglais *Vertically Coherent Deformation*. Une corrélation entre les structures géologiques de surface et la direction de polarisation de l'onde S rapide, entraînant des variations à courte longueur d'onde, est généralement interprétée comme traduisant une source d'anisotropie liée à la structure lithosphérique. Dans ce cas, en se basant sur les observations géologiques de surface, on peut prédire le style de déformation dans le manteau, ainsi que les paramètres d'anisotropie, notamment la direction de polarisation de l'onde rapide.

Dans le cas, fréquent, de chaînes formées en bordure de craton, l'interprétation du déphasage n'est pas univoque. Au cours de la formation des continents, les orogènes se sont formés en bordure des domaines cratoniques stables. Le craton Nord Américain (Barruol et al., 1997) et le craton du São Francisco (voir 2.2.) ne sont que deux exemples. Dans les deux cas, les directions d'anisotropie sismique mesurées par le déphasage des ondes de cisaillement SK(K)S sont parallèles aux chaînes Grenville et des Appalaches pour le craton Nord Américain, et aux chaînes Ribeira et Brasília pour le craton du São Francisco. Une interprétation en termes d'anisotropie figée dans la lithosphère continentale semble évidente. Pourtant, si l'on considère le modèle exposé par Bormann et al. (1996), il apparaît dès lors plus ambigu de ne considérer que cet unique phénomène. Le fluage asthénosphérique pourrait expliquer les directions mesurées.

Par conséquent, dans de tels contextes géologiques, il est difficile de déterminer quelle peut être la contribution des deux sources principales d'anisotropie, lithosphérique et asthénosphérique.

1.10. Les mesures de la biréfringence des ondes télésismiques S

1.10.1. Les différentes méthodes d'étude

Depuis que Hess a mis en évidence l'anisotropie sismique dans le manteau océanique en 1964, les sismologues tentent de caractériser l'anisotropie de la croûte et du manteau. A cet effet, de nombreuses méthodes d'étude ont été développées. Nous aborderons ici celles basées sur l'analyse de la biréfringence des ondes S, d'intérêt principal pour l'étude des phases SKS.

Il s'agit des méthodes développées par Vinnik et al. (1989), et Silver et Chan (1988, 1991) pour des ondes à polarisation radiale, comme les SKS. Ces méthodes sont basées sur la minimisation de l'énergie sur la composante transverse, associée à l'arrivée de l'onde SKS sur la composante radiale. Cette minimisation est obtenue par un balayage du couple (ϕ ; δt). Ces méthodes sont très sensibles au bruit sur la composante transverse, et sont bien adaptées à l'analyse des ondes SKS, qui ont souvent un bon rapport signal-sur-bruit.

Dans l'ensemble, toutes les méthodes de détermination de l'anisotropie sismique sont assez semblables, car dans tous les cas, il s'agit de paramètres à maximiser ou à minimiser, qu'il s'agisse de l'énergie sur la composante transverse, ou des valeurs propres d'une matrice de covariance. Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé la méthode de Silver et Chan (1991).

1.10.2. La méthode de Silver et Chan

Cette méthode consiste en l'élimination de l'énergie sur la composante transverse par rotation et correction du déphasage temporel δt , notion reprise ultérieurement sous la dénomination de "correction". L'énergie est automatiquement évaluée pour des valeurs de ϕ et δt , avec un incrément de 1° et de 0.05 s respectivement, afin de retrouver les deux paramètres ϕ et δt qui permettent d'éliminer au mieux l'anisotropie observée.

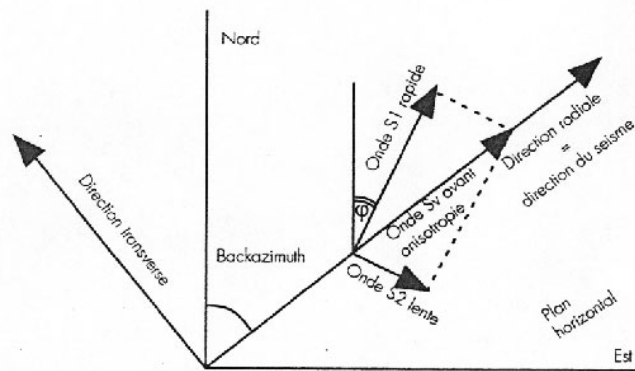


Figure 23 : Changement de repère : passage du repère géographique au repère radiale-transverse. La direction radiale correspond à la direction du plan dans lequel s'est propagée l'onde, c'est à dire le plan vertical passant par le centre de la Terre, contenant la source et le récepteur. Dans une Terre isotrope, l'onde S sortant du noyau liquide serait purement radiale (S_v). Si le milieu traversé comporte une couche anisotrope sur le trajet suivi par l'onde, celle-ci se scinde en deux ondes quasi S (S_1 et S_2), polarisées selon deux directions perpendiculaires.

On commence par appliquer une rotation aux traces pour les amener du repère géographique E-W, N-S, Z au repère radiale-transverse (Fig. 23). Du point de vue de l'analyse des sismogrammes, le passage du repère géographique au repère radiale-transverse est représenté sur la figure 24.

La figure de gauche représente, dans le repère géographique, les sismogrammes correspondant à l'enregistrement du séisme du 07 août 2000 à la station RSTB (SE du Brésil). On observe sur les composantes EW et NS une impulsion correspondant à l'arrivée de la phase SKKS.

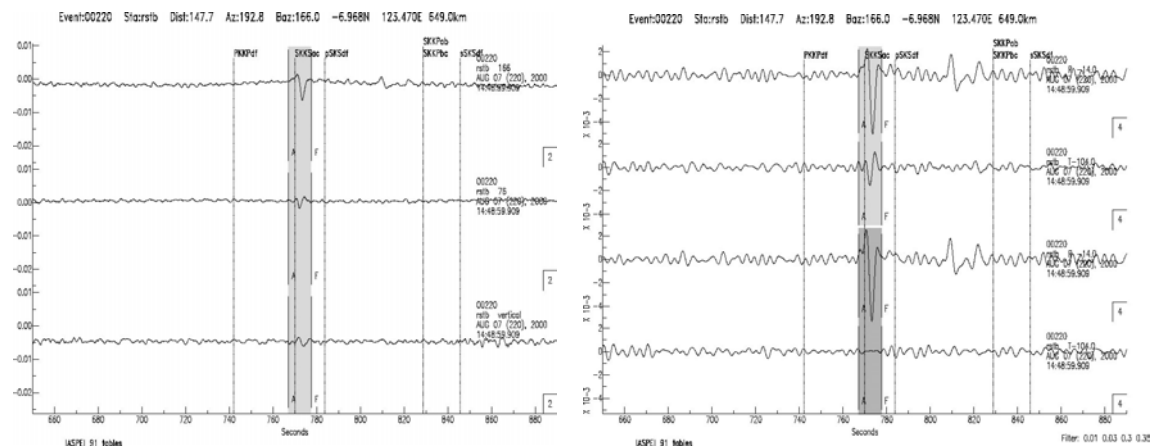


Figure 24 : Première étape de la méthode de Silver et Chan (1991) : changement de repère. La figure de gauche représente l'enregistrement de l'événement 32 (cf. tableau 2 de l'article) dans le repère géographique. La figure de droite représente le même événement dans le repère radiale-transverse avant correction de l'anisotropie (deux traces supérieures) et après correction de l'anisotropie (deux traces inférieures). Noter la présence d'énergie associée à l'arrivée de la phase SKKS sur la composante transverse avant correction, et son élimination après correction, preuve que l'onde a traversé une couche anisotrope sur son trajet noyau liquide-surface.

La figure de droite représente le même événement dans le repère radiale-transverse. La présence sur la composante transverse d'une impulsion correspondant à l'arrivée de la phase SKKS est la preuve

de la présence d'une couche anisotrope sur le chemin suivi par l'onde. Les deux traces du haut représentent le signal avant correction du délai δt , tandis que les deux traces du bas représentent le même signal après correction du délai. On constate que dans ce cas, l'énergie associée à l'arrivée de la phase SKKS sur la composante transverse a été éliminée.

Pour le meilleur couple de paramètres ϕ et δt calculé, les formes d'ondes des composantes lente et rapide doivent être similaires. Elles sont décalées du délai δt avant correction (Fig. 25), et parfaitement superposées après correction. Le mouvement des particules quant à lui est elliptique avant correction, et se linéarise lorsque l'anisotropie est éliminée.

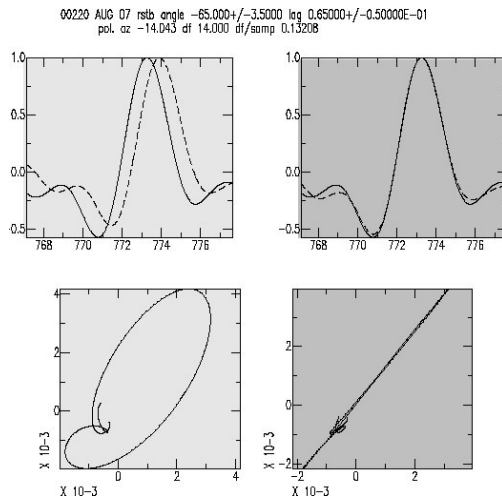


Figure 25 : Deuxième étape de la méthode de Silver et Chan (1991) : comparaison des formes d'onde des composantes rapide (trait plein) et lente (tirets) ainsi que du mouvement des particules avant (gauche) et après (droite) élimination du déphasage temporel.

La dernière étape de la méthode de Silver et Chan (1991) consiste en la représentation du contour de l'énergie sur la composante transverse en fonction de la direction du plan de polarisation de l'onde rapide ϕ et du délai δt (Fig. 26). Il s'agit de la représentation de la fonction de corrélation, précédemment décrite. Le double contour délimite un intervalle de confiance de 95%. Plus cette zone est petite, plus la mesure effectuée se révèle être fiable.

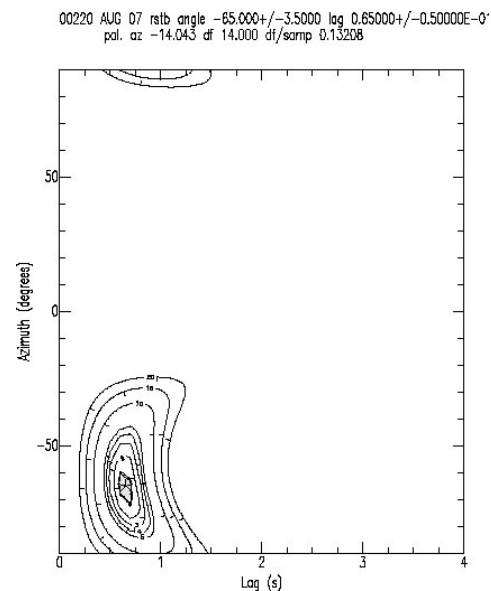


Figure 26 : Troisième étape de la méthode de Silver et Chan (1991) : diagramme d'énergie. Le double contour délimite un intervalle de confiance de 95%.

Dans la grande majorité des cas, les paramètres d'anisotropie mesurés en utilisant une SKS ou une SKKS, pour un même événement enregistré par une station, sont semblables. Cependant, les mesures effectuées sur ces deux phases donnent parfois des résultats assez différents. Dans ce cas, l'élimination de l'énergie associée à l'arrivée de la phase SKS sur la composante transverse ne coïncide pas avec l'élimination de l'énergie associée à l'arrivée de la phase SKKS (Fig. 27).

L'origine de cette différence provient certainement du trajet suivi par les deux phases (Fig. 19). Alors qu'une onde SKS consiste en une conversion P-S à la limite noyau-manteau, une onde SKKS subit une première réflexion P-P à l'interface noyau-manteau, puis se convertit en onde S au sortir du noyau liquide. Par conséquent, les trajets des deux phases sont différents, d'une part dans le noyau liquide, et d'autre part dans le manteau inférieur. En particulier, les deux phases ne traversent pas la couche D'' au même point, et il se pourrait fort bien que cette différence de trajet influe sur les paramètres anisotropes mesurés en surface.

La méthode de Silver et Chan (1991) repose sur une hypothèse fondamentale : il est admis que le milieu possède une symétrie hexagonale avec un axe de symétrie horizontal, et que l'anisotropie est localisée dans une couche homogène unique sous la station sismologique. A partir de cette hypothèse, les paramètres anisotropes ϕ et δt ont la propriété de n'être que faiblement fonction de l'angle d'incidence et du backazimut pour une onde se propageant verticalement. Ainsi, des mesures provenant de divers événements enregistrés pour une station peuvent être aisément moyennés (voir 1.10.5.).

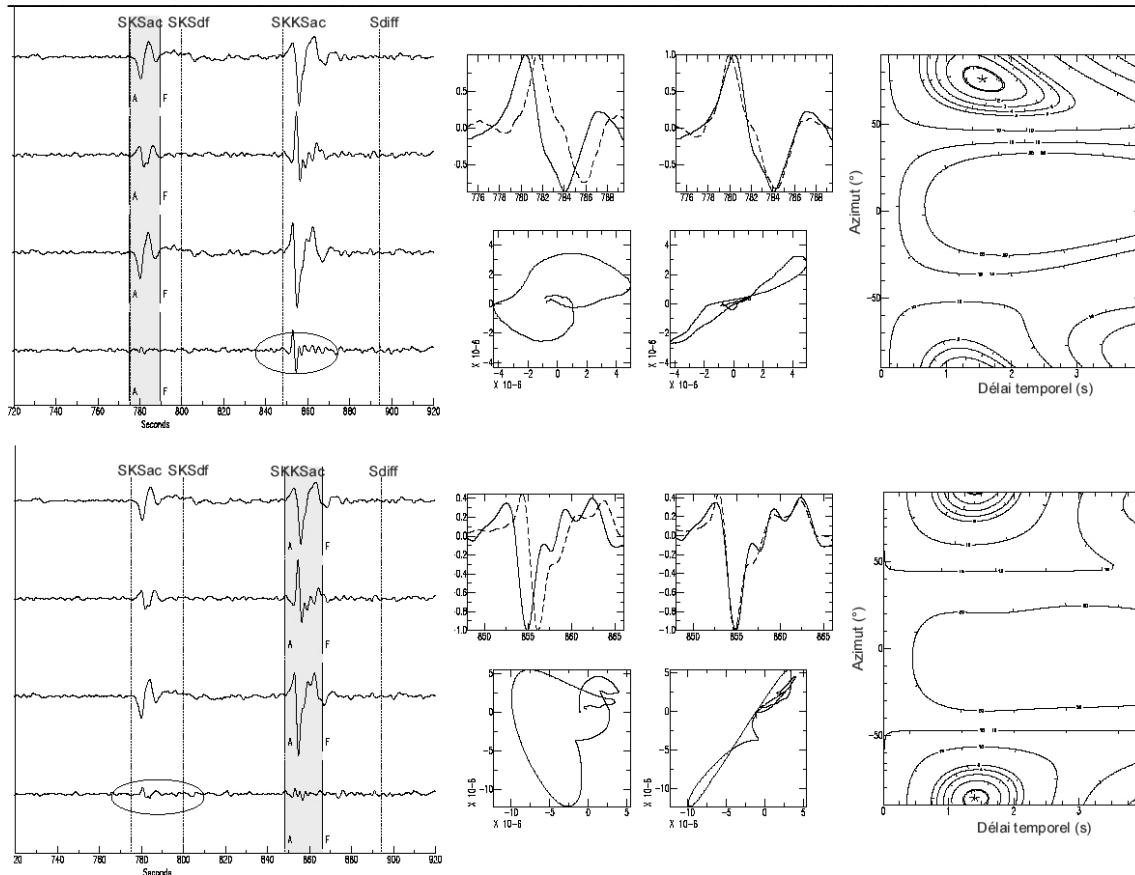


Figure 27 : Exemple d'incohérence entre les résultats des mesures effectuées, pour le même événement enregistré à la station JFOB (SE du Brésil), sur la phase SKS (A) et sur la phase SKKS (B). L'événement étudié est le numéro 27 (cf. tableau 2 de l'article). L'événement est représenté dans le repère radiale-transverse avant (deux traces supérieures) et après (deux traces inférieures) correction de l'anisotropie. Les formes d'ondes des composantes lente et rapide ainsi que le mouvement des particules et le diagramme d'énergie sont également présentés pour chaque mesure effectuée. Il est à noter que l'élimination de l'énergie associée à l'arrivée de la phase SKS sur la composante transverse ne coïncide pas avec l'élimination de l'énergie associée à l'arrivée de la phase SKKS, et vice-versa.

Lorsqu'une large couverture backazimutale est disponible, les paramètres anisotropes mesurés montrent parfois des variations en fonction du backazimut. Silver et Savage (1994) ont montré qu'une structure anisotrope pentée résulte en une périodicité en π des paramètres anisotropes, en fonction du backazimut. La présence de deux couches anisotropes superposées se traduit, quant à elle, par une périodicité de $\pi/2$ en fonction du backazimut.

Dans le cas des ondes de cisaillement téléseismiques, plusieurs situations peuvent être à l'origine de la superposition de plusieurs couches anisotropes :

- s'il y a à la fois une anisotropie "fossilisée" dans la lithosphère et une anisotropie associée au fluage asthénosphérique, ou
- si, par exemple, la croûte et le manteau ont des propriétés anisotropes différentes.

Les mesures de paramètres anisotropes apparents ϕ_a et δt_a , réalisées en considérant une couche anisotrope unique et homogène alors qu'en réalité deux ou plusieurs couches anisotropes

sont présentes, restent cependant significatives. En fait, Silver et Savage (1994) ont montré que ϕ_a et δt_a peuvent s'écrire comme des fonctions explicites des paramètres anisotropes de chaque couche individuelle. La méthode de simulation d'un milieu anisotrope à deux couches consiste à calculer les paramètres de splitting apparents ϕ_a et δt_a , en fonction du backazimut, que l'on obtiendrait dans le cas d'un milieu possédant deux couches anisotropes caractérisées par les paramètres ϕ_1 et δt_1 pour la couche inférieure, et ϕ_2 et δt_2 pour la couche supérieure, pour une fréquence d'étude fixée. Les mesures sont comparées aux résultats et sont représentées dans un repère $\phi_a = f(\text{polarisation})$ ou $\delta t_a = f(\text{polarisation})$. Le but est de voir si les paramètres de splitting apparents calculés en considérant deux couches anisotropes peuvent expliquer les résultats obtenus, auquel cas, le milieu sous la station est bien caractérisé par deux couches anisotropes. Cette méthode a été appliquée aux données enregistrées aux stations TRRB et JFOB (Fig. 10 et 11 de l'article).

1.10.3. La classification des résultats

Les résultats individuels sont classés en 3 catégories, selon que la mesure est jugée de bonne qualité, de qualité moyenne, ou faible. Dans la plupart des articles, ces termes sont repris en tant que *good*, *fair* et *poor*.

La classification s'effectue en fonction de 4 critères (Barruol et al., 1997) :

- la qualité initiale du signal, c'est à dire le rapport signal-sur-bruit et la non interférence avec l'onde S directe,
- l'ellipticité du mouvement des particules dans le plan horizontal avant élimination de l'anisotropie,
- la linéarisation du mouvement des particules après élimination de l'anisotropie
- la qualité, et surtout la cohérence, de la forme d'onde entre les composantes radiale et transverse.

Les mesures vérifiant ces 4 critères sont classées "bonnes", alors que celles n'en vérifiant que 3 sont "moyennes", et les autres, "mauvaises". Les résultats consécutifs à l'étude de la variation des bornes du filtre, de la taille de la fenêtre d'étude, et de la polarisation initiale, ont également été pris en compte lors de la classification des résultats.

Une quatrième catégorie de résultats concerne les "*nulls*". Un *null* est un événement qui ne montre aucune évidence d'énergie associée à l'arrivée de l'onde de cisaillement sur la composante transverse. Ceci est dû :

- soit à une absence d'anisotropie sur le trajet suivi par l'onde,

- soit à une polarisation initiale de l'onde rapide parallèle ou orthogonale à la direction d'orientation préférentielle de l'axe a de l'olivine.

Dans ce cas, la couche anisotrope n'est pas perçue, car pour ces deux directions particulières, le milieu a un comportement apparent isotrope. Ce phénomène se traduit par le type de diagrammes représentés figure 28.

Pour cet événement, on constate que l'arrivée de la phase SKS sur la composante radiale n'est pas associée à un pic énergétique sur la composante transverse. Les formes d'ondes des composantes radiales et transverses ne sont pas superposables, et le mouvement des particules est linéaire. Le diagramme d'énergie montre un domaine de solutions très large. La solution trouvée correspond à une direction d'axe rapide orientée -29°N , mais cette valeur est associée à une erreur par défaut de $\pm 22.5^\circ$. Le déphasage temporel est de l'ordre de 2.656 s, avec une erreur de ± 3.312 s. Ces valeurs ne sont pas représentatives d'une mesure.

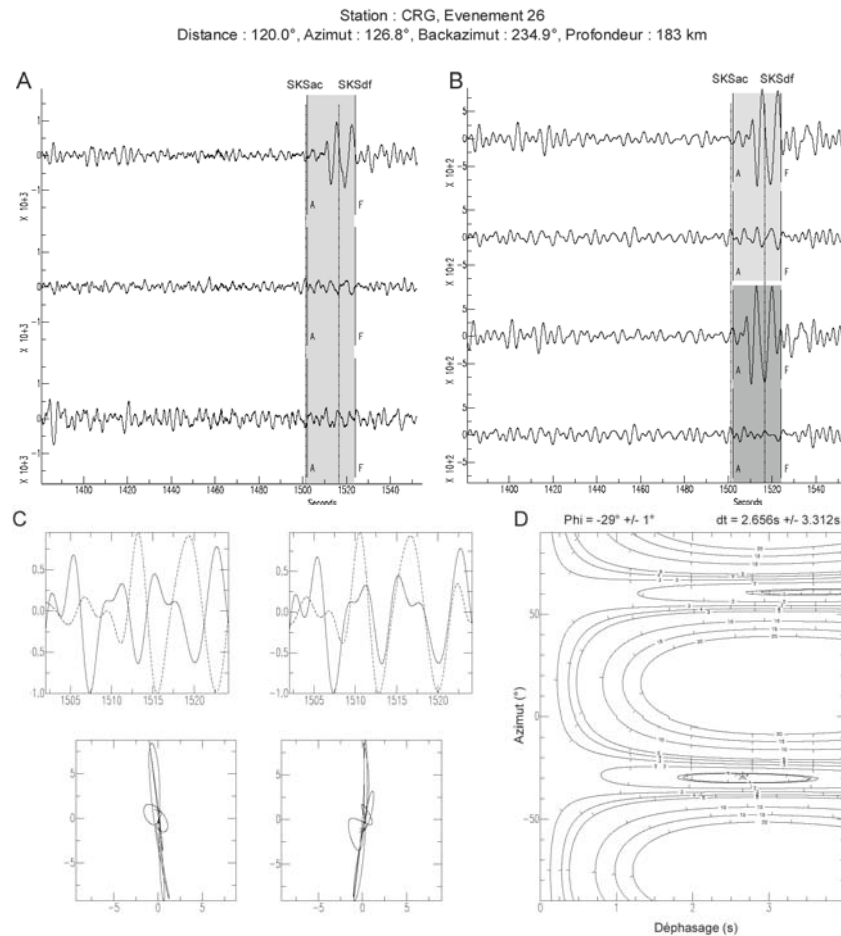


Figure 28 : Exemple de mesure classée en tant que "null". Aucune énergie n'est associée à l'arrivée de la phase SKS sur la composante transverse (B), et le mouvement des particules est linéaire (C). Le diagramme d'énergie quant à lui ne délimite aucun contour particulier, les valeurs de ϕ et δt étant associées à de très fortes erreurs (D).

1.10.4. Paramètres anisotropes moyennés

Les résultats des mesures de biréfringence des ondes S téléseismiques sont souvent présentés sous forme d'une valeur moyennée de direction du plan de polarisation de l'onde rapide et d'une valeur moyennée de déphasage temporel, par station. Ces moyennes peuvent être obtenues par moyenne arithmétique d'une part, et par la méthode multi-événements d'autre part.

1.10.4.1. Moyenne arithmétique

Il s'agit d'une simple moyenne pondérée en fonction d'un coefficient de confiance que l'on accorde aux mesures effectuées. Un coefficient est appliqué aux 3 catégories de résultats obtenus (*good*, *fair* et *poor*), et on effectue une moyenne arithmétique.

1.10.4.2. Méthode multi-événements

Afin de retrouver les paramètres anisotropes qui éliminent au mieux l'énergie sur la composante transverse, et ce pour un ensemble d'événements enregistrés en une seule et même station (ex. Fig. 29), une méthode a été développée par Vinnik et al. (1989), modifiée par Wolfe et Silver (1998).

Il a été noté dans de précédentes études (Vinnik et al., 1989, Farra et Vinnik, 1994), que les meilleurs résultats sont obtenus pour des événements possédant des polarisations diverses, ce qui, pour une phase SKS, correspond au backazimut. Dans le cas d'événements n'étant pas distribués de façon hétérogène (i.e. n'ayant pas une bonne couverture backazimutale), la méthode revient à faire une moyenne arithmétique.

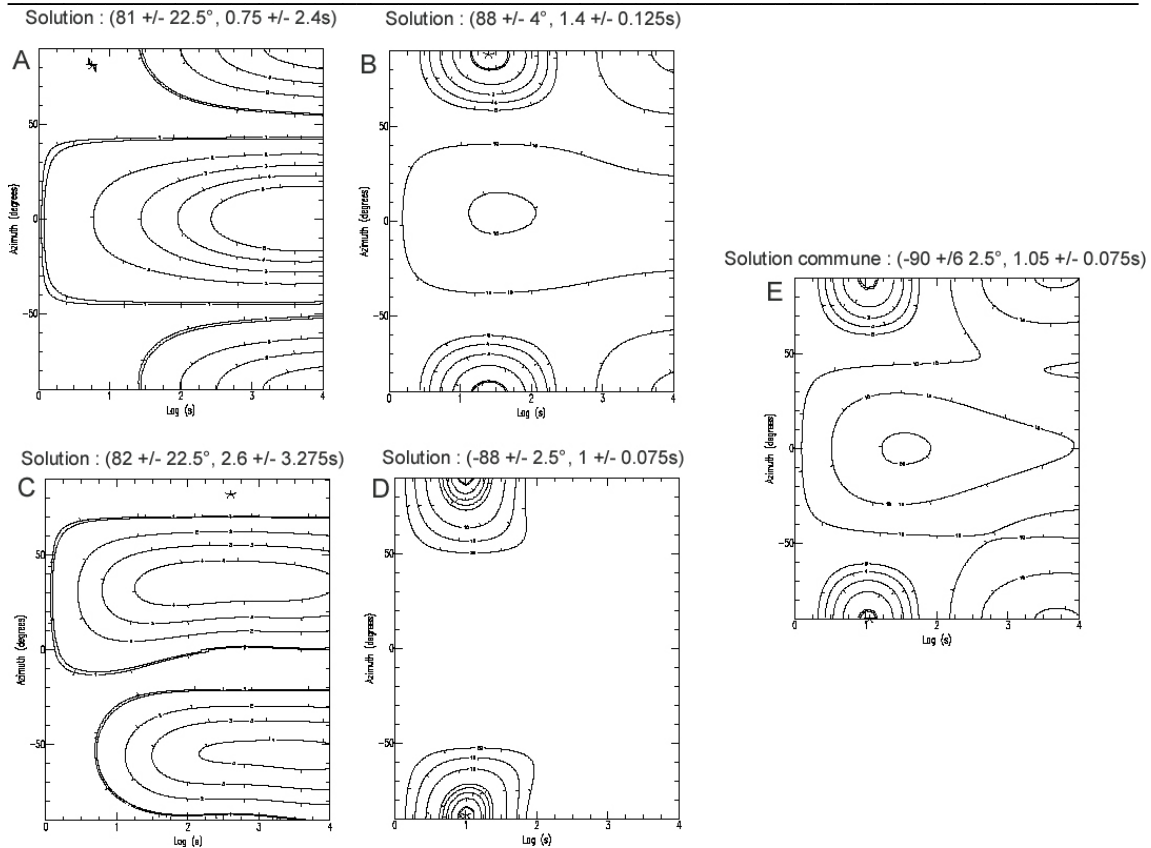


Figure 29 : Contours d'énergie résultant de mesures individuelles (A, B, C et D) et contour d'énergie résultant de l'application de la méthode multi-événements aux 4 événements précédents (E). Bien que certaines mesures individuelles (A et C) ne permettent pas de contraindre les paramètres anisotropes, la solution commune donne un résultat tout à fait satisfaisant.

La méthode multi-événements a été appliquée aux données enregistrées au SE du Brésil. Les résultats sont présentés dans l'article, et en annexe sous forme de fiches, par station.

2. Du terrain au laboratoire : de l'acquisition au traitement des données

2.1. L'expérimentation de terrain

2.1.1. Déploiement temporaire de stations

Les deux campagnes de terrain réalisées lors de cette thèse ont eu pour but d'implanter des stations sismologiques supplémentaires (Fig. 30) dans le cadre du projet BLSP (voir Chapitre 3).

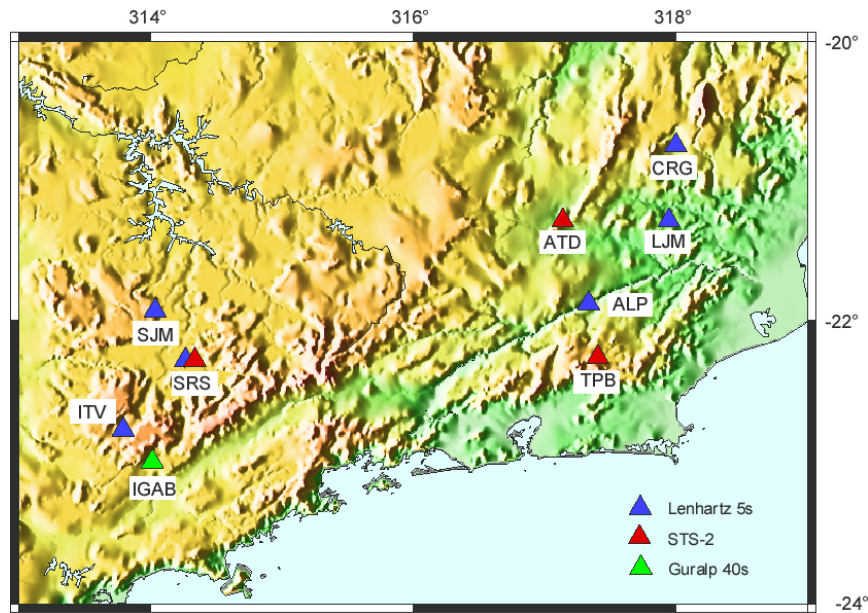


Figure 30 : Déploiement additionnel de stations sismologiques réalisé dans le cadre de cette thèse. Le code de couleur correspond aux différents types de capteurs (Lenhartz 5s, STS-2 et Guralp 40s).

2.1.1.1. *Le système d'acquisition des données*

Les stations utilisées proviennent du réseau large bande de l'I.P.G. Strasbourg, du parc Lithoscope de Grenoble et de l'Institut d'Astronomie et de Géophysique (IAG) de l'université de São Paulo (Brésil). Chaque station sismologique est constituée d'un sismomètre de type STS-2 à rétroaction forcée, Lenhartz 5 secondes ou Guralp 40 secondes, d'une station d'acquisition, d'un récepteur de marque horaire (GPS), et d'un système d'alimentation (batteries de 12V rechargeables par panneaux solaires).

2.1.1.2. *Les différents types de sismomètres*

La principale caractéristique du capteur Streckeisen STS-2 est sa sensibilité à une large gamme de fréquences (0.01 à 100 Hz). Il permet ainsi de résoudre des niveaux de bruits sismiques minimums sur des rangs de fréquences équivalentes, et même dépassant les traditionnels instruments longue et courte période. Il s'agit d'un capteur dit "à rétroaction forcée", car le signal de sortie est proportionnel à la vitesse du mouvement du sol.

Un sismomètre à courte période, tel le Lenhartz 5 secondes, est sensible aux vibrations hautes fréquences engendrées par des séismes proches. La période des ondes SKS étant de l'ordre de 5

secondes et plus, une partie du signal est filtrée lors de l'enregistrement par des sismomètres courte période. Notre but étant l'enregistrement de ces phases téléseismiques SK(K)S, on aura besoin d'appareils à plus longue période propre, et par conséquent les STS-2 ainsi que les Guralp 40 secondes sont bien plus adaptés à ce type d'étude que les Lenhartz 5 secondes.

2.1.1.3. Le récepteur de marque horaire et le problème de la dérive temporelle

Un sismogramme consiste en une représentation de l'amplitude des mouvements du sol en fonction du temps. La construction d'un sismogramme nécessite par conséquent la connaissance précise, pour chaque point de mesure, de l'heure exacte à laquelle la mesure a été faite. C'est pourquoi le numériseur comprend une horloge interne destinée à dater chaque point de l'enregistrement. Or les quartz dont sont équipées les horloges internes des stations sismologiques ne permettent pas de donner une base de temps suffisamment fiable. Ils présentent une dérive temporelle qu'il est nécessaire de corriger lorsque l'on cherche à obtenir un temps absolu. On associe donc à l'horloge interne un récepteur de marque horaire, relié à un système international de diffusion du temps absolu (positionnement par satellite GPS). La différence entre l'heure de l'horloge interne et celle fournie par les satellites est mesurée à intervalles de temps réguliers. Il s'agit des synchronisations. Ces différences sont stockées en même temps que le signal sismologique et peuvent être extraites par la suite. La première étape de l'extraction des données consiste d'ailleurs en une extraction de ces différences. On obtient des courbes qu'il faut corriger d'éventuels points aberrants ou palier au manque de données en interpolant les mesures disponibles pour obtenir une courbe de dérive continue (Fig. 31). On ré-effectue ensuite l'extraction en tenant compte de ces dérives temporelles.

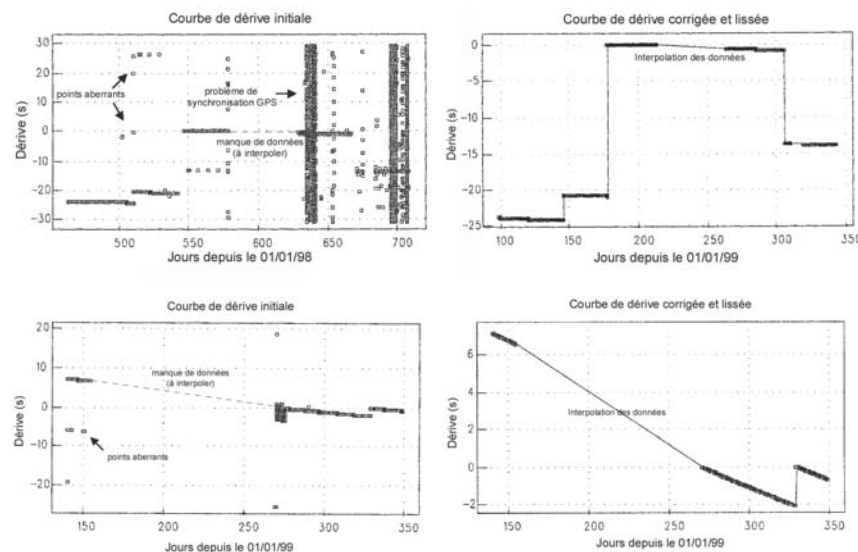


Figure 31 : Exemples de correction de dérives temporelles obtenues pour les stations LJM (haut) et ITV (bas).

2.1.2. Le traitement des données

Outre les données acquises par le réseau de stations temporaires additionnelles, les données de 18 autres stations (dont la station permanente Geoscope SPB) ont également été traitées dans le cadre de cette thèse (Fig. 32).

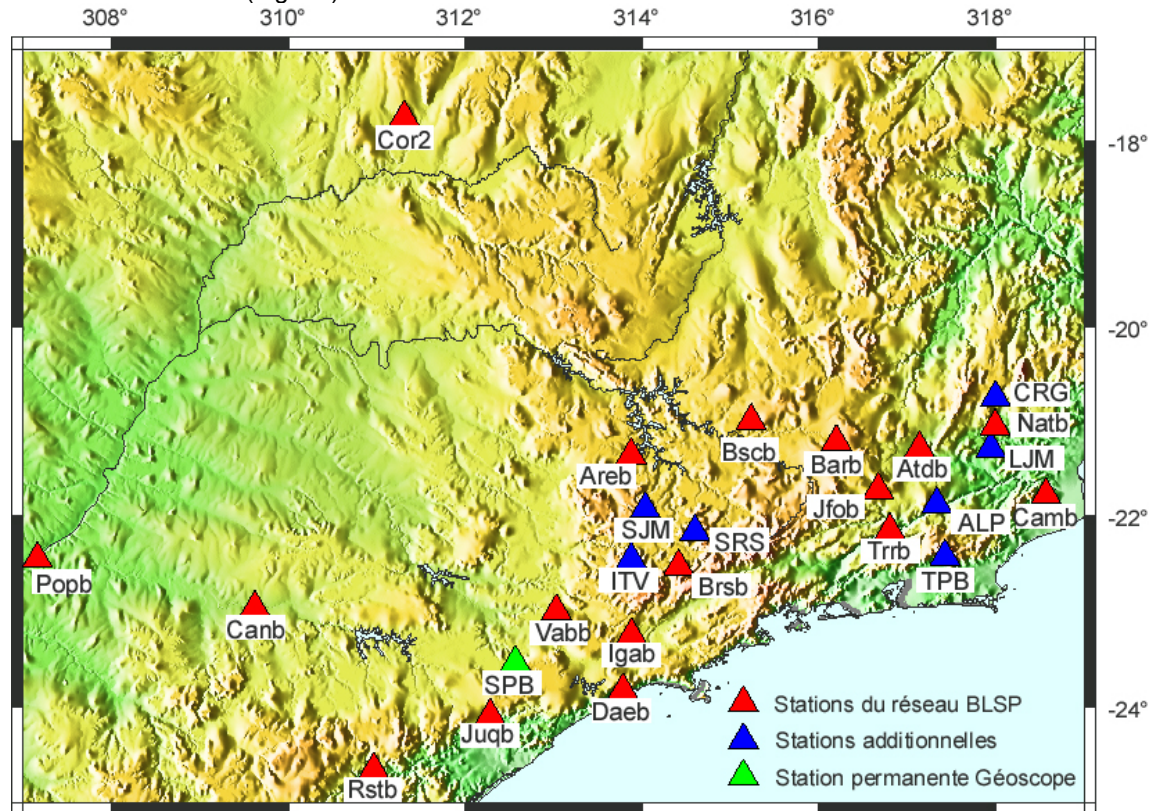


Figure 32 : Carte de localisation de l'intégralité des stations sismologiques dont les données ont été traitées au cours de cette thèse. Le code de couleur correspond aux différents réseaux d'appartenance des capteurs.

2.1.2.1. Couverture backazimutale

Pour extraire de la masse des données enregistrées les signaux sismiques susceptibles d'être utilisés, deux étapes doivent être réalisées :

- Le tri en fonction de la magnitude par sélection dans les bulletins du National Earthquake Information Center (NEIC) des événements de magnitude supérieure à 5.5,
- Le tri en fonction de la distance épicentrale, qui doit être comprise entre 80 et 150°.

Seuls 69 événements ont permis de réaliser des mesures acceptables. La couverture backazimutale associée est représentée sur la figure 33. Les événements utilisés sont répartis de façon non

homogène, et viennent principalement des îles Fidji, Tonga-Kermadec, ainsi que de la région Papouasie-Nouvelle Guinée.

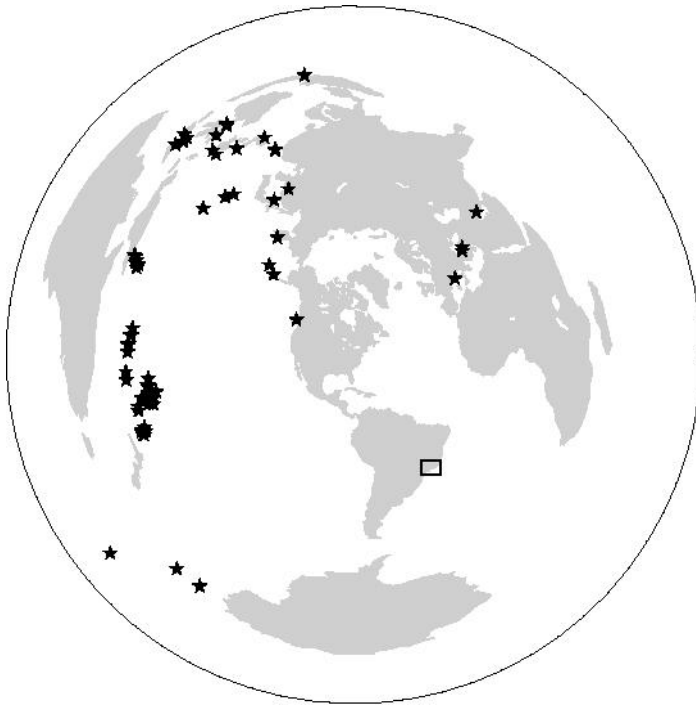


Figure 33 : Couverture backazimutale.

Une couverture backazimutale incomplète empêche l'étude des variations des mesures de splitting en fonction d'une variation azimutale. Il devient alors impossible, par exemple, de mettre en évidence des structures pentées ou multi-couches.

2.1.2.2. Le traitement

Dans le but d'exploiter au mieux les données disponibles et de pouvoir les considérer comme fiables, stables, l'influence de 3 paramètres a été testée pour chacune des mesures effectuées :

- les bornes du filtre : la période typique d'une phase SK(K)S est de l'ordre de 5 à 40 secondes, soit une fréquence équivalente comprise entre 0.03 et 0.2 Hz. Un filtre passe-bande de type Butterworth à double passage ne déphasant pas le signal a été utilisé. Pour chaque mesure, plusieurs valeurs des bornes du filtre ont été testées, afin de voir si les paramètres de *splitting* mesurés étaient influencés par le filtrage. Chaque mesure a été réalisée sans filtre, en considérant le signal brut, puis avec la borne inférieure fixée à 0.03 Hz, et en faisant varier la borne supérieure pour des valeurs de 0.2, 0.3, 0.5, 0.6, 0.7 et 0.9 Hz. Les mesures présentant

des résultats sensiblement différents pour de faibles variations des bornes du filtre ont été écartées, seules celles dont les résultats sont quasiment invariant d'un test à l'autre ont été conservées et analysées.

- la taille de la fenêtre d'étude : ce test a eu pour but de vérifier l'influence d'une portion de bruit sismique dans les mesures. Lorsque les signaux sont de très bonne qualité, avec un rapport signal-sur-bruit de l'ordre de 3, on constate que la taille de la fenêtre d'étude n'a pas d'incidence sur les résultats de la mesure. Par contre, dans le cas de signaux très bruités il convient d'isoler au mieux la phase sur laquelle on souhaite effectuer la mesure.
- la polarisation initiale : un des nombreux avantages à utiliser les ondes de cisaillement générées à la sortie du noyau liquide (SK(K)S, PK(K)S...) pour appréhender la déformation du manteau sous une station sismologique, est qu'elles ont une polarisation initiale connue : elles sont polarisées dans le plan radial à l'interface noyau-manteau inférieur. L'algorithme de Silver et Chan (1991) permet d'effectuer les mesures en considérant la polarisation initiale connue, et dans la direction du backazimut, ou en supposant la polarisation initiale inconnue. L'hypothèse de départ est basée sur l'existence d'une couche anisotrope unique. Par conséquent, si plusieurs couches anisotropes sont traversées par l'onde entre la CMB et la surface, le calcul de la polarisation initiale peut s'en trouver affecté. Chaque mesure a été réalisée selon ces deux options. Dans la grande majorité des cas, mis à part une variation de l'erreur associée à la mesure, le choix de l'option n'a pas grande incidence sur la qualité de la mesure.

2.2. Résultats

L'article ci-après, publié dans la revue *Earth and Planetary Sciences Letters*, présente les résultats acquis au sud-est du Brésil, et leur interprétation en terme de déformation du manteau supérieur. Les figures et tableaux disponibles sur le web sont présentés à la fin de l'article.

Shear Wave Splitting in SE Brazil : an Effect of Active or Fossil Upper Mantle Flow, or both ?

Maggy Heintz, Alain Vauchez, Marcelo Assumpção, Guilhem Barruol and Marcos Egydio-Silva

soumis à EPSL le 25 sept. 2002

accepté le 11 mars 2003

en cours d'impression.

Résumé de l'article

Nous avons étudié la structure du manteau supérieur à l'aplomb du sud-est du Brésil, par l'utilisation du déphasage des ondes de cisaillement téléseismiques. Les mesures ont été réalisées sur des données sismologiques enregistrées au niveau des chaînes néoprotérozoïques Ribeira et Brasília, qui entourent la terminaison méridionale du craton archéen du São Francisco. Vers l'ouest, ces deux chaînes s'enfouissent sous le bassin du Paraná, région d'épanchements basaltiques associés au point chaud Tristan da Cunha.

Le long de la chaîne Ribeira, la direction ϕ du plan de polarisation de l'onde S rapide est N79°E dans la partie nord de la chaîne, dominée par une tectonique de chevauchement, tandis que dans sa partie centrale, dominée par une tectonique de cisaillement, ϕ est parallèle à l'orientation structurale de la chaîne (60°). Ces valeurs de ϕ , parallèle à l'allongement de la chaîne Ribeira, sont associées à des délais temporels très élevés (2.4 s), aux stations ALP et IGAB, localisées sur les failles d'échelle lithosphérique d'Alem Paraiba et de Cubatão. De telles valeurs font parties des plus importantes mesurées à la surface du globe, et elles n'ont jamais été obtenues ailleurs que dans des régions tectoniquement actives telles le Tibet ou certaines zones de subduction. Ces mesures peuvent être expliquées soit par une importante anisotropie intrinsèque "figée" dans la lithosphère, soit par une anisotropie affectant une épaisseur de manteau supérieur plus importante que celle de la lithosphère. Le long de la chaîne Brasília, les directions d'anisotropie suivent particulièrement bien l'orientation structurale de la chaîne. Ben qu'une partie du schéma d'anisotropie puisse être relié à la déflexion du fluage asthénosphérique autour de la racine cratonique, le schéma d'anisotropie observé à grande échelle favorise une anisotropie "fossile", reliée aux événements tectoniques ayant eu lieu dans cette région.



Earth and Planetary Science Letters 211 (2003) 79–95

EPSL

www.elsevier.com/locate/epsl

Shear wave splitting in SE Brazil: an effect of active or fossil upper mantle flow, or both?[☆]

Maggy Heintz^{a,*}, Alain Vauchez^a, Marcelo Assumpção^b, Guilhem Barruol^{a,1},
Marcos Egydio-Silva^c

^a *Laboratoire de Tectonophysique, Université Montpellier II, 1 Place Eugène Bataillon, Case Courrier 049, 34095 Montpellier, France*

^b *Instituto de Astronomia e Geofísica, Departamento de Geofísica, São Paulo, Brazil*

^c *Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, CEP 05508-900 São Paulo, Brazil*

Received 26 September 2002; received in revised form 6 March 2003; accepted 11 March 2003

Abstract

We investigated the structure of the upper mantle beneath southeastern Brazil using teleseismic shear wave splitting measurements. Measurements were performed on seismic data recorded in the Ribeira and Brasília Neoproterozoic belts, which wrap around the southern termination of the São Francisco craton and disappear westward under the Paraná basin. In the northern Ribeira belt, dominated by thrust tectonics, the fast shear wave polarization planes trend on average N080°E, whereas in the central domain, dominated by strike-slip tectonics, fast shear waves are polarized parallel to the structural trend (N065°E). Stations located above the main transcurrent fault display large delay times (> 2.5 s). Such values, among the largest in the world, require either an unusually large intrinsic anisotropy frozen within the lithosphere, or a contribution from both the lithospheric and asthenospheric mantle. Within the southern Brasília belt, fast split shear waves are polarized parallel to the structural trend of the belt, at a high angle from the APM. Although part of our data set strongly favors an origin of anisotropy related to a fabric frozen in the lithospheric mantle since the Neoproterozoic, a contribution of the asthenospheric flow related to the present day plate motion is also required to explain the observed splitting parameters.

© 2003 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: seismic anisotropy; orogenic lithosphere; SE Brazil; crust–mantle coupling; lithospheric-scale faults; shear wave splitting

* Corresponding author.

E-mail addresses: heintz@dstu.univ-montp2.fr (M. Heintz),
vauchez@dstu.univ-montp2.fr (A. Vauchez),
marcelo@iag.usp.br (M. Assumpção), barruol@upf.pf
(G. Barruol), megydios@usp.br (M. Egydio-Silva).

[☆] Supplementary data associated with this article can be found at doi:10.1016/S0012-821X(03)00163-8

¹ Present address: Jeune Equipe Terre Océan, Université de Polynésie Française, BP 6570, Faaa Aéroport, Tahiti, Polynésie Française.

1. Introduction

The tectonic behavior of the continental upper mantle during orogenesis still remains poorly understood. The question of the mechanical coupling/uncoupling of the crust and the mantle during the deformation of the continental lithosphere represents a key issue to improve our understanding of the geodynamics of continents. Shear wave splitting measurements provide an opportunity to

investigate the upper mantle structure (see, e.g., [1,2] for review), because the splitting parameters retrieved from the data are closely related to the crystallographic fabric developed due to past or present mantle flow [3–6]. Comparison of core shear wave polarization anisotropy and surface geology may therefore provide insights into the coherence of the deformation across the lithosphere in orogenic domains.

Shear wave splitting measurements have been performed in southeastern Brazil over an area of ca. 100 000 km² that encompasses several tectonic domains of contrasted age and structure: the southern termination of the São Francisco craton, surrounded by the Ribeira and Brasília mobile belts, both partially buried southwestward under the Paraná large igneous province. The southern-central Ribeira belt is of special interest since a network of lithospheric-scale wrench faults [7,8] dominates its tectonic fabric. An efficient crust–mantle coupling might occur in major intracontinental transcurrent faults resulting in a polarization of the fast split shear wave parallel to the trend of the faults [9]. In addition, receiver functions analysis [10] suggests that the eastern margin of the continent was thinned during the South Atlantic initial rifting, 140 Myr ago, raising the question of the effect of this event on the fabric and anisotropy of the old continental lithosphere.

Seismic anisotropy and the splitting of teleseismic shear waves are commonly observed in continental areas. The anisotropy of rock elastic properties may have various origins (see, e.g., [4]). There is, however, a consensus that anisotropy observed in teleseismic shear waves mostly results from the lattice-preferred orientation (LPO) of rock-forming minerals in the mantle [1,11,12]. The seismic anisotropy recorded at the Earth's surface represents a vertically integrated effect of anisotropy from the core–mantle boundary to the surface. It is thus impossible to directly determine the depth of the anisotropy source. For vertically propagating shear waves, although small contributions from the D'' layer [13], the lower mantle [14] and the crust [15–17] cannot be ruled out, the main source of the observed seismic anisotropy is restricted between the 410 km olivine–spinel phase transition and the Moho [1,2,18]. Surface wave

tomographic models including anisotropic parameters provide, however, tighter constraints on the depth of anisotropy. For instance, an automated Rayleigh waveform inversion has shown that most of the anisotropy is restricted within the first 200 km beneath the South American continent [19].

In the upper mantle, the most abundant and easily deformable mineral is olivine, whose LPO is probably responsible for the anisotropy observed in teleseismic waves. Two models have been proposed: either olivine LPO results from the active deformation of the asthenospheric mantle that accommodates absolute plate motion [11,20], or it developed during the past deformation, then was 'frozen' in the lithosphere during post-tectonic thermal relaxation [1,21–25]. Lithospheric mantle xenoliths systematically display an olivine LPO [26], suggesting that anisotropy is a pervasive and ubiquitous feature of the lithospheric mantle that can be preserved over a very long period. On the other hand, numerical models of the sublithospheric mantle deformation that accommodates plate motion show that a LPO, and thus an elastic anisotropy, can be generated in the asthenosphere [27].

When a polarized S-wave propagates across an anisotropic medium (e.g. a textured upper mantle), it is split into two quasi S-waves that are polarized in two orthogonal planes and propagate at different velocities. Shear wave splitting is therefore characterized by two parameters: ϕ , the orientation of the plane in which the fast split wave is polarized, and δt , the delay between the arrival times of the fast and slow split waves. Petrophysical studies have shown that ϕ is a proxy of the orientation of the [100] axis of olivine (assumed to be statistically parallel to the flow direction [5]). The delay time depends on the intrinsic anisotropy, the thickness of the anisotropic layer, the orientation of the ray path with respect to the elastic matrix of the anisotropic medium, and the vertical coherence of the mantle fabric. The relatively simple relationships between splitting parameters and the crystallographic fabric of mantle rocks have made shear wave splitting a useful tool to investigate upper mantle deformation [28]. In continental areas, shear wave splitting measure-

ment is commonly performed on teleseismic S-waves such as SKS, SKKS or PKS phases. These phases are generated from a P-to-S conversion at the core–mantle boundary. They are thus polarized along the radial direction and arrive at the station with a nearly vertical incidence. The presence of energy on the transverse component together with an elliptical particles motion in the horizontal plane indicate that S-waves propagated across an anisotropic medium on their way up to the surface.

2. Geological setting

The geology of southeastern Brazil spans from the Archean to the Cenozoic (Fig. 1). The Southern São Francisco craton comprises 2.7–3.3-Gyr-old terrains and was stabilized at ca. 1.5 Gyr. It is surrounded by two slightly diachronic Neoproterozoic belts: (1) at the southwestern edge of the craton, the NW–SE-trending southern Brasília belt, which results from the convergence of the Amazon and São Francisco cratons, and was stabilized at ca. 620 Myr, and (2) the Ribeira–Araçuaí belt, which stretches along the eastern edge of the craton. The Ribeira–Araçuaí, and its African counterpart, the West-Congo orogen [29], formed during the final amalgamation stage of western Gondwana (580–540 Myr), then split during the South Atlantic rifting (140 Myr).

The structural trend of the Ribeira–Araçuaí

belt changes at ca. 21°S latitude, from NNE or NS within the northern domain, to ENE in the southern domain. This curvature is spatially correlated to the southern termination of the São Francisco craton. The change in structural trend is associated with a major variation in the tectonic style along the belt. Indeed, the northern domain is dominated by thrusting towards the craton whereas transpressional wrench faulting dominates in the central domain.

In between the southern Brasília and Ribeira mobile belts lies the ‘Cunha de Guaxupê’ (or Guaxupê syntaxis), a giant allochthon that involves a composite section of Neoproterozoic deep continental crust, equivalent to the Brasília belt. It has been interpreted as the root of a magmatic arc, possibly connected with the Rio de la Plata/Paraná craton. The southeastern boundary of the Cunha de Guaxupê was reworked by ductile wrench faults belonging to the Ribeira belt [30].

West of 49°W, the Ribeira and Brasília belts are buried under the Paraná basin, which represents an intracontinental large igneous province resulting from the upwelling of the Tristan da Cunha plume at ca. 135 Myr. Recent tomographic models performed by VanDecar et al. [31] and Schimmel et al. [32] imaged a cylindrical-shaped low-velocity anomaly, extending from 200 to at least 600 km deep beneath the Paraná basin. This low-velocity anomaly was interpreted as the fossil conduit of the Tristan da Cunha plume. As the continent has migrated more than 3000 km westward since the opening of the South Atlantic ocean, VanDecar et al. [31] proposed that the South American continental lithosphere and the underlying upper mantle moved coherently since the Atlantic opening.

3. Data acquisition and processing

Three-component intermediate- and broad-band portable stations from the Institute of Astronomy and Geophysics (São Paulo, Brazil), and from the French lithoscope and broad-band networks were deployed at 39 sites from the Paraná basin to the coastal Ribeira belt, and northward to Brasília (Fig. 2). This experiment was designed

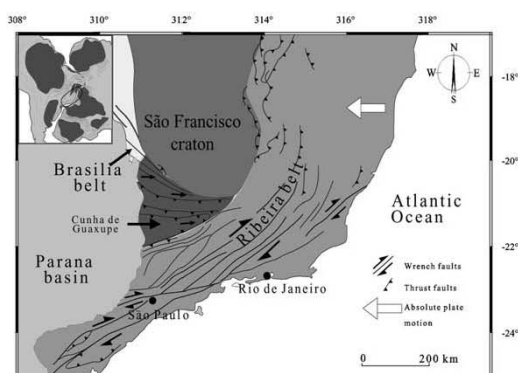


Fig. 1. Cartoon showing the main geological subdivisions of southeastern Brazil.

Table 2
Station information and averaged splitting results (M.E.P. = multiple-event parameters)

Station	Event	ϕ (°)	Error (°)	dt (s)	Error (s)	Phase	Quality	M.E.P.	
								ϕ (°) Error (\pm °)	dt (s) Error (\pm s)
ALP		39	81	6	2.016	SKKS	G	72	3
Lat. (°)	21.880	39	63	3	2.528	SKS	G	1.92	0.18
Long. (°)	42.664	56	67	4.5	1.664	SKKS	G		
AREB		14	72	22.5	0.5	SKS	GN		
Lat. (°)	21.362	14	67	6	1.35	SKKS	G		
Long. (°)	46.123	15	27	4	0.375	SKS	G		
		16	47	8.5	1.7	SKS	G		
		16	52	6.5	2.1	SKKS	G		
		17	56	22.5	0.35	PKS	GN		
		18	40	22.5	2.4	SKKS	FN		
		19	42	22.5	1.5	SKKS	FN		
		20	23	2.5	4	SKKS	GN		
		21	41	22.5	2.5	SKS	GN		
		22	37	22.5	4	SKKS	GN		
		23	16	22.5	1.75	SKS	FN		
		24	40	5.5	2.8	SKS	GN		
		24	43	22.5	0.95	SKKS	GN		
		25	48	22.5	1.35	SKS	GN		
		25	52	22.5	1.25	SKKS	FN		
		28	47	22.5	1.45	PKS	GN		
		31	44	5.5	1.55	SKS	GN		
		31	45	22.5	1.4	SKKS	FN		
		32	9	22.5	1.4	SKKS	FN		
		35	59	22.5	0.55	PKS	GN		
		36	58	22.5	0.5	PKS	GN		
		37	74	22.5	0.45	SKKS	FN		
		39	43	22.5	2.15	SKS	FN		
		40	52	22.5	2.3	SKKS	FN		
		40	55	6	2.3	SKS	FN		
ATDB		2	75	22.5	0.85	SKKS	FN	157	0.80
Lat. (°)	21.290	6	54	8	1.65	SKS	F		
Long. (°)	42.861	9	13	3.5	2.45	SKKS	G		
		11	32	22.5	1.8	SKKS	FN		
		12	80	22	0.75	SKKS	FN		
		67	81	22.5	0.875	SKS	FN		
		68	74	14.5	0.575	SKS	G		
		68	78	8	1.125	SKKS	G		
BARB		25	73	21.5	0.75	SKS	F		
Lat. (°)	21.221	25	61	7	1.6	SKKS	G		
Long. (°)	43.800	26	66	16	1.85	SKKS	F		
		42	60	22.5	1.1	SKKS	F		
		46	81	13	0.8	SKKS	G		
		51	63	2.5	1.5	SKS	G		
		52	69	6.5	1.1	SKKS	G		
		56	36	13	0.95	SKKS	G		
BRSB		5	37	22.5	3.2	SKS	FN	82	0.80
Lat. (°)	22.535	7	37	22.5	3.2	SKS	FN	5.5	0.1
Long. (°)	45.585	7	56	22.5	0.9	SKKS	FN		
		7	83	17	1.2	SKS	F		
		10	67	22.5	1.4	SKS	FN		
		14	65	3.5	0.95	SKS	G		
		14	80	16.5	1.15	SKKS	G		
		16	87	16.5	0.75	SKS	G		
		16	81	19.5	0.6	SKKS	F		
		25	65	10	1.25	SKKS	G		
		25	66	12.5	1.2	SKS	F		
BSCB		25	55	22.5	0.65	SKS	F	57	1.05
Lat. (°)	20.999	25	56	3.5	1.55	SKKS	G	2.5	0.13
Long. (°)	44.764	30	44	22.5	2.3	SKS	FN		
		30	67	17.5	1	SKKS	F		
		31	55	5	1.1	SKS	G		
		31	55	10.5	1.2	SKKS	G		
		33	44	2.5	3.75	SKS	FN		

Table 2 (Continued).

Station	Event	ϕ (°)	Error (°)	dt (s)	Error (s)	Phase	Quality	M.E.P.	
								ϕ (°) Error (\pm °)	dt (s) Error (\pm s)
CAMB Lat. (°) Long. (°)	21.784 41.429	33	45	2.5	4	1.4	SKKS	FN	
		35	79	19.5	0.55	0.275	PKS	G	
		36	44	2	1.65	0.45	SKKS	G	
		39	63	6	1	0.18	SKKS	F	
		39	69	22.5	0.5	0.825	SKS	F	
		40	53	2	3.5	3.335	SKS	F	
		40	55	22.5	2.5	3.275	SKKS	FN	
		42	77	22.5	0.95	0.95	SKKS	FN	
		38	23	2	4	0.5	SKKS	FN	55
		39	52	22.5	2.4	1.95	SKS	FN	7.5
		39	89	11.5	0.5	0.125	SKKS	G	
		40	46	4	2.25	3.15	SKS	F	
CRG Lat. (°) Long. (°)	20.750 42.000	40	51	22.5	1.25	2.65	SKKS	FN	
		42	85	19.5	0.9	0.525	SKKS	F	
		40	42	2	4	0.336	SKS	GN	
		40	51	22.5	0.384	2.208	SKKS	GN	
		41	33	6	2.272	3.12	SKS	FN	
		42	76	22.5	0.608	0.608	SKKS	FN	
		43	43	22.5	0.768	2.4	SKKS	FN	
		45	47	1.5	2.176	0.176	SKKS	FN	
		50	27	22.5	0.8	0.608	SKKS	FN	
		54	76	1	1.504	0.176	SKS	GN	
		55	47	1.5	4	3.984	SKS	FN	
		56	73	22.5	2.112	3.04	SKKS	N	
FRMB Lat. (°) Long. (°)	20.488 45.642	57	28	5	1.312	0.224	SKKS	F	
		58	29	0.5	2.56	0.288	SKS	FN	
		58	25	2	3.552	0.464	SKKS	FN	
		59	68	4	0.992	0.176	SKS	GN	
		59	50	3.5	1.312	0.336	SKKS	G	
								124	0.95
								7	0.28
								126	0.85
								12	0.4
								71	2.4
								3	0.3
JFOB Lat. (°) Long. (°)	21.728 43.326	37	69	7.5	1.95	0.3	SKKS	G	
		39	67	1.5	3.55	0.25	SKS	G	
		39	70	3	3.4	0.45	SKKS	G	
		42	64	2	3.2	0.2	SKKS	F	
		48	59	3.5	4	0.625	SKS	F	
		65	74	4.5	2.5	0.3	SKKS	F	
		68	69	5	3.6	0.8	SKKS	F	
		68	65	2.5	4	0.575	SKS	F	
		29	88	16	1.15	0.4	SKKS	F	
		32	71	6	2.1	0.675	SKKS	F	
		33	50	10	1.7	0.625	SKS	FN	
		33	79	18	1.2	0.475	SKKS	F	
JUQB Lat. (°) Long. (°)	24.093 47.716	36	83	15.5	1.05	0.35	SKKS	F	
		38	19	2.5	2.25	0.6	SKKS	GN	
		39	62	2	1.95	0.3	SKS	G	
		39	90	5	0.95	0.10	SKKS	G	
		40	62	1.65	1.1	0.5	SKS	F	
		40	49	6.5	1.65	0.575	SKKS	F	
		52	63	8	3.25	0.825	SKKS	F	
		56	59	10	1.25	0.225	SKKS	G	
		61	70	13.5	0.95	0.375	SKS	F	
		63	78	9	0.6	0.125	SKS	G	
		63	83	8	1.35	0.25	SKKS	F	
		58	82	6	1.55	0.3	SKS	G	86
		58	82	8	1.15	0.175	SKS	G	2
		63	90	2.5	0.8	0.05	SKS	G	
		64	79	2	0.8	0.05	SKKS	G	
		66	77	8	1.45	0.275	SKS	G	

Table 2 (Continued).

Station	Event	ϕ (°)	Error (°)	dt (s)	Error (s)	Phase	Quality	M.E.P.	
								ϕ (°) Error (\pm °)	dt (s) Error (\pm s)
LJM Lat. (°) Long. (°)	21.290 42.053	68	82	14	1.3	0.525	SKKS	F	
		68	85	4.5	1.4	0.225	SKS	G	
		69	88	8	1.25	0.20	SKS	F	
		52	79	21	0.736	0.368	SKS	F	
		44	68	1	2.112	0.096	SKS	G	
		47	20	2.5	1.6	0.16	SKKS	G	
		49	65	3	2.208	0.4	SKS	G	
		58	62	14	0.6	0.16	SKS	G	
		58	76	14	0.7	0.24	SKKS	G	
		59	84	5	1.1	0.16	SKKS	G	
NATB Lat. (°) Long. (°)	21.055 42.004	60	79	11	1.4	0.32	SKKS	F	
		3	76	15.5	0.7	0.225	SKKS	F	
		7	77	17	0.45	0.3	SKS	F	
		7	88	15	1	0.4	SKKS	F	
		9	61	10	1.1	0.25	SKKS	G	
		10	56	22.5	2.85	3.4	SKS	FN	
		16	67	22.5	0.75	1.1	SKS	F	
		16	85	7	0.8	0.1	SKKS	G	
		64	65	3.5	0.65	0.05	SKKS	G	79
		65	57	6	2.8	1	SKKS	F	5
RSTB Lat. (°) Long. (°)	24.651 49.034	65	84	3.5	1.15	0.075	SKS	G	
									138
									2
SJM Lat. (°) Long. (°)	21.931 45.963								0.3
		8	84	4.5	1.95	0.225	SKS	F	86
		8	79	9	1.35	0.275	SKKS	F	1.5
		31	82	6.5	1.45	0.2	SKKS	G	
		31	89	1	1.45	0.05	SKS	G	
		32	84	10	1.75	0.5	SKKS	F	
		33	68	11	1.7	0.45	SKS	F	
		34	81	4	1.45	0.175	PKS	F	
		35	89	4	1.35	0.125	PKS	G	
		36	77	9	1.4	0.275	SKKS	G	
SPB Lat. (°) Long. (°)	23.592 47.432	39	89	5	1.35	0.15	SKS	G	
		39	77	3.5	1.7	0.15	SKKS	G	
		52	81	21.5	1.8	1.1	SKS	F	
		53	84	4	1.7	0.35	SKKS	F	
		62	88	11	1.45	0.425	SKS	F	
		63	79	4.5	1.6	0.175	SKKS	G	
		63	89	5	1.15	0.15	SKS	G	
		2	69	13	3.2	0.8	SKKS	F	78
		4	71	11.5	1.65	0.9	SKKS	F	1.5
		5	64	4	3.45	0.7	SKS	G	
TRRB Lat. (°) Long. (°)	22.154 43.195	7	66	5	1.65	0.25	SKS	G	
		7	82	5	2.2	0.25	SKKS	G	
		9	73	22.5	0.95	0.975	SKKS	F	
		13	81	15.5	0.85	0.35	SKS	G	
		13	80	7.5	1.75	0.275	SKKS	G	
		16	76	10.5	1.15	0.275	SKS	G	
		16	90	11.5	1.45	0.3	SKKS	F	
		24	70	2	1.9	0.225	SKS	G	
		24	86	20	0.95	0.475	SKKS	F	
		27	76	11	1.2	0.275	SKS	F	
VABB Lat. (°) Long. (°)	23.002 46.966	27	81	10.5	1.55	0.325	SKKS	G	
		1	74	4	2.2	0.4	SKS	F	86
		1	49	4	2.55	0.625	SKKS	F	1.5
		3	88	7	1.35	0.3	SKKS	F	
		9	69	22.5	1.75	2.85	SKS	GN	
		14	87	3	1.55	0.1	SKKS	G	
		14	75	2	1.7	0.125	SKS	G	
		16	85	5	1.45	0.15	SKKS	G	
		16	84	4.5	1.5	0.2	SKS	G	
									0.08

to test and complement the preliminary results obtained by James and Assumpção [23]. In this paper, we focus on the measurements performed in the Ribeira and southern Brasília belts.

Sixty-nine events (see Table 1²) at teleseismic distances in the range of 85–150°, with a magnitude (M_w) ≥ 5.5 , and a good signal-to-noise ratio were selected using the Preliminary Determination of Epicenters from the National Earthquake Information Center. Due to both the location of the study area relative to the seismogenic zones and the event selection parameters, good recordings of core shear waves were only obtained over a rather narrow range of backazimuths (Fig. 3). Most events used for splitting analysis came from Fidji–Tonga–Kermadec and Papoua–New Guinea regions.

Shear wave splitting measurements were made using Silver and Chan's algorithm [33], which consists in minimizing the energy on the transverse component, by rotating and time shifting the traces (e.g. see Fig. 4²). The energy on the transverse component is automatically evaluated for many candidate values of ϕ and dt (increments of 1° and 0.05 s respectively) to retrieve the ϕ and dt pair that better removes anisotropy. This method assumes the seismic anisotropy to be homogeneous in a single horizontal layer.

The influence of time windowing and filtering (Butterworth pass-band filter, lower limit = 0.03 Hz and upper limit varying from 0.2 to 0.9 Hz, with an increment of 0.1 Hz) on the results was systematically checked. Individual measurements are sorted as 'good', 'fair' or 'poor', with respect to the four quality criteria defined by Barruol et al. [24]: (1) quality of the initial signal (signal-to-noise ratio and possible interference with direct S-wave), (2) ellipticity of particle motion in the horizontal plane when anisotropy is present, (3) linearization of particle motion by anisotropy removal, and (4) waveform coherence between the fast and slow split shear waves. Measurements satisfying the four criteria, producing similar pulse shapes and linear particles motion after correction along with fairly small error ellipses, were

rated as 'good', while those verifying only three criteria were rated as 'fair'. Only 'good' and 'fair' measurements were retained for interpretation.

Silver and Chan's method [33] has been extended by Wolfe and Silver [34] to find the ϕ and dt pair that better removes the anisotropy in a data set composed of several events recorded at a single station. This formulation also assumes a single anisotropic layer, and it is well suited for events azimuthally well distributed, i.e. when the initial polarization of the phases varies. Estimates are usually improved and the 95% confidence domain significantly reduced. In our case, as back-azimuthal coverage is not homogeneous, this method, hereinafter referred to as the 'multiple-event method', was used for stations with relatively homogeneous splitting parameters, to determine an average value of ϕ and dt from 'good' and 'fair' measurements.

4. Results

After severe selection based on the teleseismic distance, magnitude, and signal-to-noise ratio, between 1 and 20 measurements per station have been retained (Table 2). Results are summarized in Fig. 5A (individual shear wave splitting measurements) and Fig. 5B (null measurements and results of the multiple-event method).

Splitting parameters display consistent variations along the Ribeira belt and can be sorted into three domains, corresponding to: (1) the northern, thrust-dominated part of the Ribeira belt, (2) the central, wrench fault-dominated domain, and (3) the southernmost part, characterized by a shallower deformation and lower grade metamorphism.

At the transition between the northern and central domains, splitting parameters were retrieved at three stations: CRG, NATB and LJM. At CRG, 15 measurements have been made on 12 events with different backazimuths (between 142.4° and 234.9°) and a good signal-to-noise ratio. None of these measurements show evidence of energy on the transverse component (null measurements; see Fig. 6²). A 'null' measurement may be due either to an absence of anisotropy

² See the online version of this article.

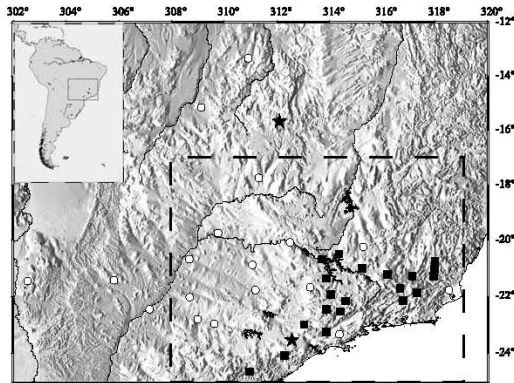


Fig. 2. Location of the 39 instrumented sites. Dashed line = main geological subdivision. Black squares = stations for which results are presented in this paper; the black star represent SPB (São Paulo) permanent GEOSCOPE station to the south, and BDFB (Brasília) permanent GTSN station to the north.

or to an initial polarization of the incoming shear wave parallel or orthogonal (N320°E or N050°E) to the fast anisotropic direction. Considering the backazimuthal coverage of the data used at this station, the results suggest an apparent isotropy.

NATB, LJM, JFOB and BARB display a rather large dispersion of ϕ and dt with two main ϕ directions: \sim ENE and \sim WNW, respectively slightly oblique and almost normal to the structural trend. At NATB, for instance, two measurements performed on two distinct events give well-constrained (good to very good) but significantly different results: $\phi = -61 \pm 10^\circ$ and $dt = 1.1 \pm 0.25$ s on event 9 (backazimuth = 358.2°), and $\phi = 85 \pm 7^\circ$ and $dt = 0.8 \pm 0.1$ s on event 16 (backazimuth = 228.5°). These results might suggest either a dipping anisotropic structure or multiple anisotropic layers. However, the poor backazimuthal coverage impedes further testing of this hypothesis. Considering the complexity of the results at those stations, we avoided computing the average value using the multiple-event method and retained both dominant ϕ directions.

In the central Ribeira belt, stations located close to the large-scale dextral wrench faults show polarization directions of the fast split shear wave ranging between N060°E and N080°E. These directions are close to the structural trend

of the Ribeira belt (N065°E). They are also close to the direction of the APM as determined using HS3-Nuvel 1A (N253°E) [35] and significantly oblique on the APM determined using Wang and Wang's model (N283°E) [36].

Delay times measured at IGAB and ALP, respectively located on the Igarata and Alem Paraíba wrench faults, are exceptionally large. Individual splitting measurements performed on six events, with similar backazimuth recorded at IGAB, yield values ranging between 1.95 ± 0.3 s and 3.55 ± 0.18 s (Fig. 7). These values result from high-quality measurements and are regarded as reliable. Measurements have been made on both SKS and SKKS phases for event 39 and show delay time of respectively 3.55 ± 0.20 s and 3.40 ± 0.45 s. This good agreement supports the idea that anisotropy is acquired along the segment of the path below the station that is common to both waves. An average value of 2.40 ± 0.30 s has been computed for dt on four events using the multiple-event method. This seems a reasonable estimate for the anisotropy at IGAB. For the ALP station, the delay time obtained for individual measurements varies between 1.5 and 2.5 s, and an average value of 1.92 ± 0.18 s was obtained using two events and three phases.

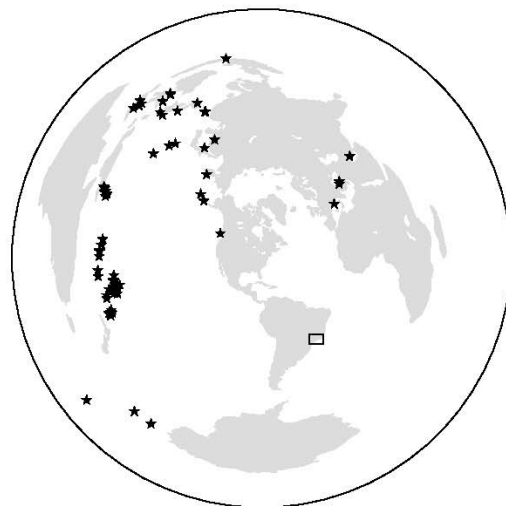


Fig. 3. Distribution of epicenters of events used for this study.

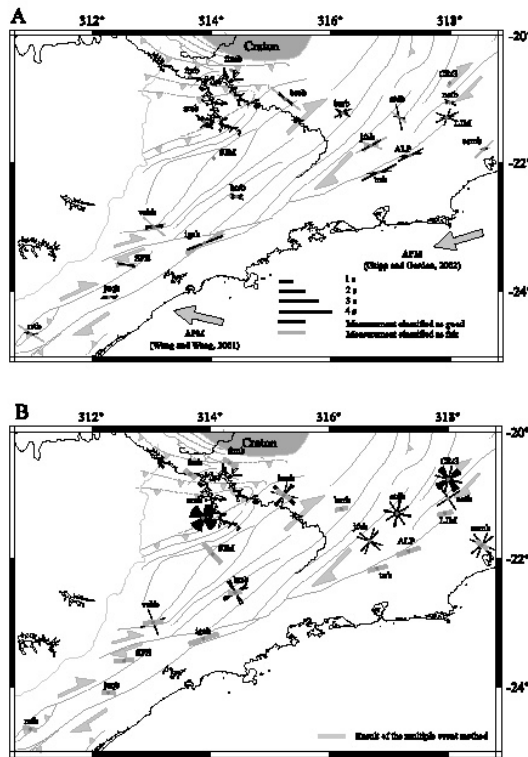


Fig. 5. Measured directions of polarization of the fast split wave. (A) Good (black) and fair (gray) measurements. The length of each line is proportional to the delay time. (B) Null measurements associated with the results of the multiple-event method (gray bold lines, with the lengths of lines proportional to the delay time). Crosses denote absence of splitting. Each branch is either parallel or perpendicular to the backazimuth of the incoming waves and represents a possible direction of anisotropy.

In the southern Ribeira belt, the splitting parameters ϕ and dt retrieved at station JUQB are respectively in the range of N82–101°E and 0.8–1.55 s, and represent a middle term between those obtained at IGAB ($\phi \sim \text{N}54\text{--}74^\circ\text{E}$; $dt \sim 1.95\text{--}3.55$ s), and at RSTB ($\phi \sim \text{N}96\text{--}123^\circ\text{E}$; $dt \sim 0.65\text{--}2.8$ s). Splitting parameters retrieved at the GEOSCOPE station SPB are in the range of N81–112°E for ϕ and 1.15–1.95 s for dt . An average value of $\phi = 86 \pm 1.5^\circ$ and $dt = 1.45 \pm 0.08$ s was computed using seven good-quality events. The ϕ directions retrieved at those stations suggest a rotation of the polarization plane of the fast split

wave between the central and southern parts of the Ribeira belt.

In the southern Brasilia belt, measurements performed at FURB, FRMB [23] and BSCB are characterized by consistent ϕ and dt values. The polarization plane of the fast split shear waves trends $\sim \text{N}125^\circ\text{E}$, i.e. parallel to the tectonic grain of the belt. The delay times measured are around 1.0 s.

A sharp change in the direction of the polarization plane of the fast S-wave occurs between the Ribeira and Brasilia belts (Fig. 8). Measurements performed for the same event (39) at two stations, located in the Ribeira (JFOB) and Brasilia belts (BSCB) (Fig. 8) give $\phi = 90 \pm 5^\circ$ at JFOB and $-63 \pm 6^\circ$ at BSCB. This difference is therefore not due to the use of different subsets of data and reflects short wavelength variations in the upper mantle structure.

In the Cunha de Guaxupé, south of the Brasilia belt, a single measurement performed at SJM gives $\phi = \text{N}138^\circ\text{E} \pm 2^\circ$ and $dt = 2.0 \pm 0.3$ s. AREB reaches a null result (possible directions of anisotropy: N320°E or N050°E) in agreement with measurements at SJM, FURB, FRMB and BSCB. Although only few measurements were performed at SJM and AREB, the good consistency with the results obtained at the stations in the southern Brasilia belt suggests a similar mantle structure beneath both the southern Brasilia belt and the Guaxupé allochthon.

Measurements performed at CAMB, close to the Atlantic coast, yield ϕ ranging from 46° to 89°, with two values near east–west and low dt (0.5–0.9 s). The low dt that characterizes this station might suggest that the orogenic lithosphere was affected by the Atlantic rifting.

As far as possible, for each event measurements were made on both SKS and SKKS phases. In most cases, similar splitting parameters were retrieved for the two phases. For a few events, however, the splitting parameters retrieved from the SKS and SKKS phases display a significant discrepancy (see Fig. 9²). For event 63 recorded at JFOB, both phases are characterized by a good signal-to-noise ratio. Measurements using the SKS phase (see Fig. 9A²) yield $\phi = 78 \pm 9^\circ$, and $dt = 0.6 \pm 0.1$ s, whereas for the SKKS phase (see

Fig. 9B²) $\phi = 97 \pm 8^\circ$ and $dt = 1.35 \pm 0.25$ s. Both measurements are of good quality and appear as equally reliable. The source of this discrepancy should be either that different anisotropies have been recorded by both waves along the segments of their ray paths that are not common or that the difference in incidence angle for SKS and SKKS beneath the stations results in sampling an apparently different anisotropy. This latter case is especially expected for the dipping mantle fabric.

5. Discussion

Because the relationships between seismic anisotropy and the development of LPO of minerals in upper mantle rocks are quite straightforward, shear wave splitting may be interpreted in terms of tectonic fabric within the upper mantle. The poor vertical resolution of shear wave splitting techniques, however, requires discussing whether a lithospheric or an asthenospheric source, or a combination of both, may account for the observed anisotropy.

5.1. Asthenospheric origin of the anisotropy

Simple asthenospheric flow due to the decoupling between a ‘flat’ lithospheric plate and the underlying mantle [11] would result in splitting parameters coherent in both ϕ and dt over geological domains that differ in both age and structure. APM determined for southeastern Brazil trends N253°E using the HS3-Nuvel 1A model [35], a direction close to the structural trend of the Ribeira belt (N065°E), and N283°E using the T22A model [36]. An asthenospheric origin of the anisotropy could thus account for the pattern of anisotropy in the Ribeira belt. But short spatial-scale variations of splitting parameters observed over the entire region, especially between the southern Brasília and Ribeira belts (Fig. 8), does not favor a model of simple asthenospheric flow.

Recent surface [19,37,38] and body [39] wave tomographic models have shown that the São Francisco craton has a thicker lithosphere than the surrounding domains. This topography of

the lithosphere–asthenosphere boundary might deflect the asthenospheric flow [20]. This model was suggested by Barruol et al. [24] as a possible explanation for shear wave splitting observations in the eastern United States. As in southeastern Brazil, the APM in the eastern United States is roughly parallel to orogenic belts (the Grenville and Appalachians belts) that bound the North American craton. Although a lithospheric source for seismic anisotropy is likely, especially considering the short wavelength variations in splitting parameters, a contribution from the asthenospheric mantle flowing around the cratonic root cannot be ruled out. Fouch et al. [40] have modeled the asthenospheric flow around a cylindrical cratonic keel including a divot to better reproduce the shape of the North American craton as revealed by tomographic studies [41]. From the modeled flow field, they suggested that anisotropy generated in the subcontinental upper mantle is deflected around cratonic keels and that variations in the directions of the polarization plane of the fast split shear waves may occur over short distances where the boundary of the cratonic keel displays reentrants and promontories.

The Fouch et al.’s [40] model is, however, not directly transposable to SE Brazil. In contrast with the modeled stiff domain, the São Francisco craton has a NS elongated shape. The APM determined using the HS3-Nuvel 1A model [35] is N253°E and thus oblique with respect to the long axis of the craton.

Considering this situation, an asthenospheric flow may be expected at the southeastern tip of the craton that parallels the structural trend of the Ribeira belt, and thus, might explain the observed anisotropy. This model, however, fails to explain the anisotropy pattern in the southernmost Brasília belt, since this would require a sharp curvature of the flow direction, hardly compatible with mantle rheology [42]. Wang and Wang’s [36] model suggests a South American APM \sim N283°E. Considering this value, a deflected asthenospheric flow around the southern tip of the craton might explain the pattern of anisotropy in the southernmost Brasília belt, but not within the Ribeira belt. Moreover, asthenospheric flow alone fails to explain short-scale dt variations

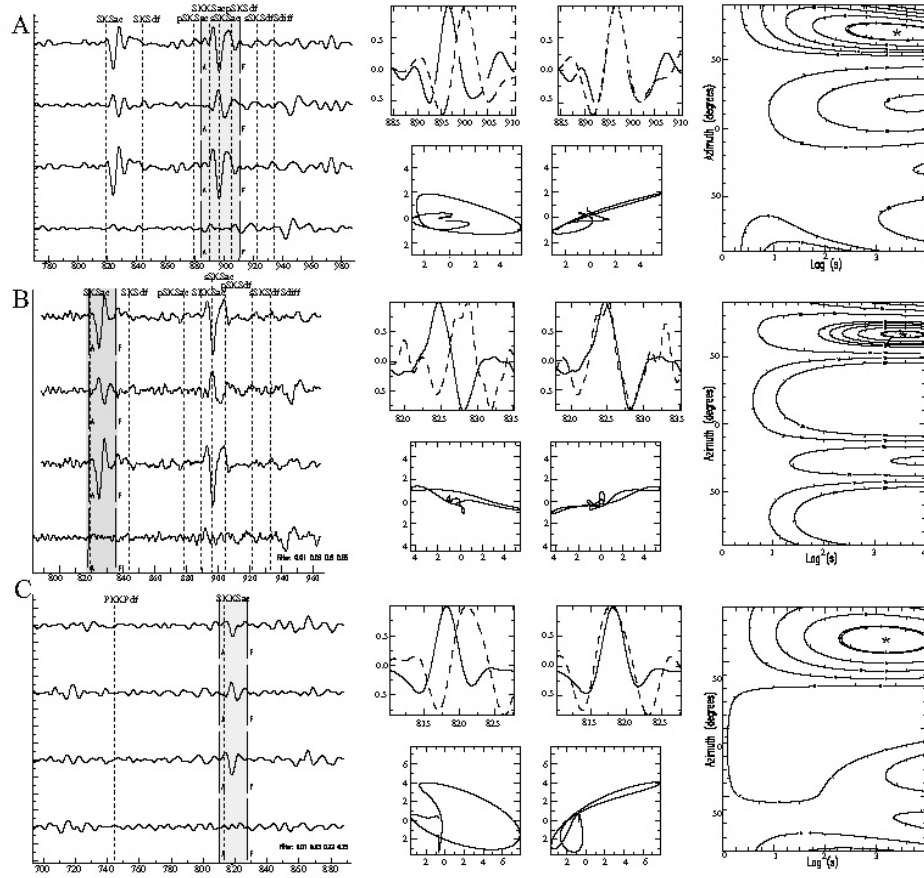


Fig. 7. Examples of splitting measurements at station IGAB. (A) Event 39 (see Table 1²: azimuth=129.7°, back-azimuth=231.2°): $\phi=70 \pm 3^\circ$, and $dt=3.4 \pm 0.45$ s, on phase SKKS. (B) Event 39 (see Table 1²: azimuth=129.7°, back-azimuth=231.2°): $\phi=67 \pm 1.5^\circ$, and $dt=3.55 \pm 0.25$ s, on phase SKS. (C) Event 42 (see Table 1²: azimuth=150.2°, back-azimuth=212.6°): $\phi=64 \pm 2^\circ$, and $dt=3.2 \pm 0.20$ s.

and large dt values recorded at stations located above the lithospheric-scale shear zones within the Ribeira belt.

5.2. Lithospheric origin of the anisotropy

There is a conspicuous correlation between the orientation of the fast split shear wave polarization plane and the structural trend of both the Brasília and Ribeira belts, respectively trending N125°E and N065°E. This correlation may be regarded as a reliable evidence that shear wave splitting results from anisotropy frozen within

the lithosphere since the last orogenic event (Neoproterozoic orogeny, ca. 600 Myr). In the Ribeira belt, this agreement is particularly good for stations close to the major wrench fault, but an obliquity with the structural trend is observed in the northern and southern domains. This discrepancy may result either from variations in the tectonic fabric frozen within the lithospheric mantle (thrust-type in the northern and southern domains, wrench fault-type in the central domain) or from a combination of anisotropies from various sources (lithospheric vs. asthenospheric) variable along-strike.

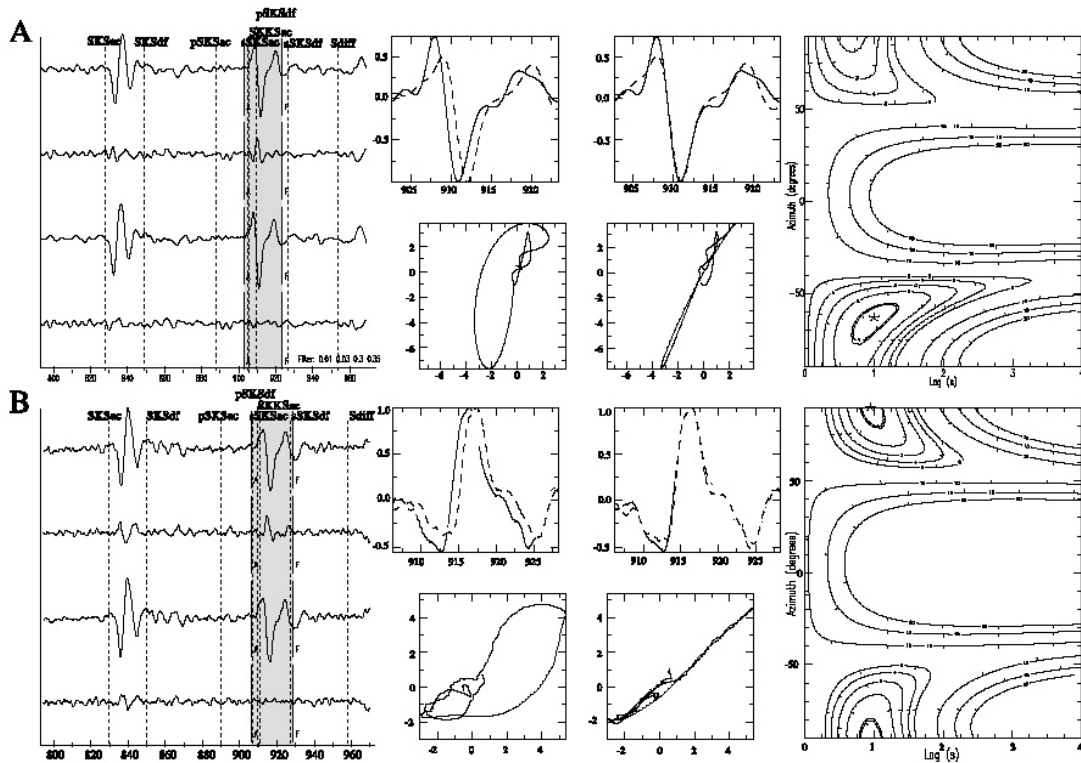


Fig. 8. Shear wave splitting measurements performed on the same event (event 39, see Table 1²) recorded at BSCB and JFOB respectively located in the Brasília and Ribeira belts. (A) Station BSCB (azimuth = 128.7°, backazimuth = 231.2°): $\phi = 63 \pm 6^\circ$ and $dt = 1.00 \pm 0.18$ s. (B) Station JFOB (azimuth = 130.2°, backazimuth = 229.9°): $\phi = 90 \pm 5^\circ$ and $dt = 0.95 \pm 0.10$ s.

Delay times usually observed in southeastern Brazil are close to the worldwide average of 1 s [1]. However, two stations located above the lithospheric-scale strike-slip faults yield dt among the largest ever observed. Average dt retrieved at ALP, located on the Alem Paraíba fault, and at IGAB, located on the Igarata fault, are respectively 1.92 ± 0.18 s and 2.40 ± 0.30 s. Interpretation of such high delay times requires either a much larger intrinsic anisotropy of mantle rocks than commonly described in petrophysical studies, or an anisotropic layer thicker than the lithosphere. Crustal anisotropy may account for delay times up to 0.2–0.3 s [15,16], consistent with values predicted from rock physics [16]. According to Barruol and Mainprice [17], maximum delay times up to 0.2 s per 10 km of pervasively struc-

tured crust might be expected. Major wrench faults in the Ribeira belt are marked by wide (up to 10 km) mylonitic structures with pervasive vertical foliations and subhorizontal lineations [8]. Assuming these faults crosscut the entire crust, the maximum crustal contribution to splitting would be ~ 0.6 s. Then, a delay time of 1.8 s has to be generated in the upper mantle.

Tomographic models [19] suggest a normal lithosphere thickness (~ 100 km) beneath the belts surrounding the São Francisco craton. Estimates of shear wave anisotropy for continental lithospheric mantle rocks usually range from 3% to 10% for waves propagating in a direction nearly normal to the lineation in the foliation plane [18,26]. Assuming a seismic anisotropy of 5%, a value regarded as reasonable for a ‘normal’ upper

mantle, the anisotropic layer would be 170 km thick to explain a delay time of 1.8 s, i.e. a thickness that exceeds the lithosphere thickness and would suggest a sublithospheric contribution. Then, two interpretations are possible: either the frozen fabric in the lithosphere and the APM-related fabric in the asthenosphere are close enough to mimic a single anisotropic layer, or the lithospheric and asthenospheric fabrics result from a single event, and no decoupling occurred between the lithosphere and the asthenosphere since Neo-proterozoic times. Considering that the HS3-Nuvel 1A APM is close to the structural trend of the Ribeira belt, the first hypothesis is favored. On the other hand, body waves tomography of southeastern Brazil [31,32] imaged a cylindrical low-velocity anomaly extending beneath the Paraná large igneous province from 200 to at least 600 km. This anomaly, interpreted as the fossil signature of the Tristan da Cunha plume, is regarded as a strong argument supporting a coherent motion of the whole upper mantle since at least 130 Myr [31]. Coupling of the lithospheric and sublithospheric mantle would result in an absence of sublithospheric deformation due to current day plate motion.

Assuming the seismic anisotropy entirely generated into the lithosphere, an average S-wave seismic anisotropy of 11% would be required to generate dt in the range 1.5–2 s in a 70–80-km-thick lithospheric mantle. Although these values are quite large compared with the 5% considered previously, they are still realistic. Ben Ismail and Mainprice [5] have reported S-wave anisotropies larger than 10% and up to 15%. These values were, however, calculated for pure olivine aggregates and should be slightly reduced to take into account the effect of 20–30% of pyroxenes

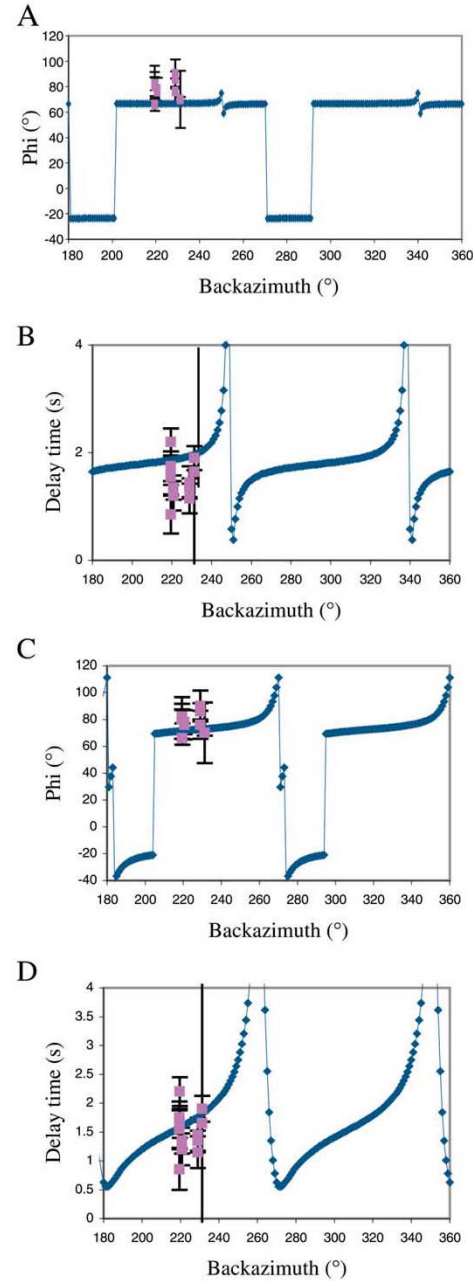


Fig. 10. Apparent ϕ (A,C) and dt (B,D) vs. backazimuth of the incoming wave at station TRRB, modeled using two layers of anisotropy with the values of ϕ_2 and dt_2 in the bottom layer representing: (A) the direction of APM determined using the HS3-Nuvel 1A model, N253°E [33] and 0.8 s; (B) the direction of APM determined using the T22A model [34] and 0.8 s. In both models, the fast S-wave polarization in the upper layer is parallel to the structural trend of the Ribeira belt ($\phi_1 = 65^\circ$, $dt_1 = 1$ s).

in lherzolites. Major wrench faults such as the Alem Paraiba and Igarata faults represent structures in which strain is localized and a strong LPO is expected to develop in the lithospheric mantle.

For several stations located along the Ribeira belt, ϕ , although retrieved from good-quality data, varies between N060°E and N080°E. Under the assumptions that the anisotropic medium possesses a hexagonal symmetry with a horizontal axis, and that anisotropy is restricted to a single homogeneous layer, one should expect no large azimuthal variation in the splitting parameters retrieved at a single station from S-waves propagating with a near-vertical incidence. The observed variation may result from laterally varying anisotropy, dipping axis of symmetry or presence of several anisotropic layers. The similarity of splitting parameters obtained at two nearby stations (e.g. ALP and TRRB) precludes short-scale variations of anisotropy.

Silver and Savage [43] have shown that when two anisotropic layers are present beneath a station, splitting parameters measured assuming a single anisotropic layer will display coherent azimuthal variations. We performed two-layer modeling in order to explain the dependence of the values with the backazimuth. Systematic testing of all possible solutions would generate a large amount of models difficult to handle. We therefore restricted our models to situations having a geological meaning.

Modeling has been performed for several stations located in the northern part of the Ribeira belt, but only results obtained at stations TRRB and JFOB are presented. The most popular model of two-layers anisotropy is to consider that the lower layer corresponds to sublithospheric mantle and the upper layer to the ‘orogenic’ lithosphere. Two different situations have then been modeled for stations TRRB and JFOB (Figs. 10 and 11) with the anisotropy in the lower layer correspond-

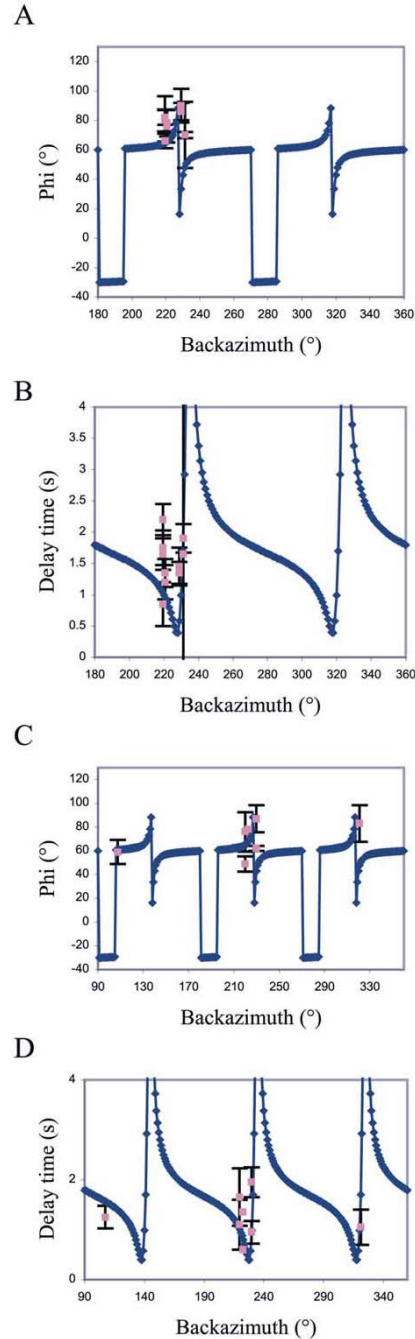


Fig. 11. Apparent ϕ and dt vs. backazimuth of the incoming wave at stations TRRB (A,B) and JFOB (C,D), modeled using two layers of anisotropy (upper layer: $\phi_1 = 65^\circ$, $dt_1 = 1$ s; lower layer: $\phi_2 = 220^\circ$, $dt_2 = 0.8$ s).

ing either to the HS3-Nuvel 1A [35] or to the T22A [36] APM ($\phi_2 = 253^\circ$ or $\phi_2 = 283^\circ$ respectively). In both models, the fast S-wave polarization in the upper layer is parallel to the structural trend of the Ribeira belt ($\phi_1 = 65^\circ$). The delay times chosen for each layer have been calculated considering 5% of intrinsic anisotropy and a 100-km-thick upper layer ($dt_1 = 1$ s). For the lower layer, we check the influence of the delay time on the fitting of the model with the data. Increasing the lower-layer anisotropy has slight effects on the apparent ϕ distribution and only shifts the apparent dt towards larger values. Only models with $dt_2 = 0.8$ s are shown in this paper. In model 1, ϕ_1 and ϕ_2 are almost parallel. There is thus a good vertical coherence between both anisotropic layers and the apparent polarization of the fast split S-wave remains close to 70° . This model does not account for the data dispersion observed at stations TRRB and JFOB. Model 2 (Fig. 10B) also failed to simulate the observed variations at both stations.

Ozalaybey and Savage [44] have shown that when teleseismic S-waves propagate across two seismically anisotropic layer, the apparent splitting parameters display a large variability for waves with backazimuth close to the fast or slow axis of the bottom layer. As the mean backazimuth for events arriving from the Tonga and recorded at TRRB is ca. N220°E, this direction was used as anisotropy direction in the lower layer ($\phi_2 = 220^\circ$, $dt_2 = 0.8$ s for the lower and $\phi_1 = 65^\circ$, $dt_1 = 1$ s for the upper layer). This model results in a large variation of the apparent splitting parameters for backazimuths around 220° that fit well with splitting parameters observed at TRRB and JFOB (Fig. 11). If ϕ_1 and ϕ_2 are inverted, the fit with the data obtained at TRRB and JFOB is slightly deteriorated. However, the difference between these two models should only be evaluated by using data with a better backazimuthal coverage.

Although these models have been performed on a data set with a poor backazimuthal coverage, they suggest that a contribution of the lithospheric and the asthenospheric mantle cannot be ruled out. Models with an upper-layer anisotropy corresponding to the structural trend of the Ribeira

belt and a lower-layer anisotropy corresponding to the HS3-Nuvel 1A [35] or the T22A [36] APM failed to satisfactorily fit the observed splitting parameters. The best fit was obtained with a lower-layer anisotropy close to the main backazimuth of the core shear waves used in this study. This direction, however, has no clear geological meaning and this suggests that the dispersion of the direction of the fast split shear wave polarization observed in the central Ribeira belt reflects a greater complexity than the simple two-layer models. Schimmel et al. [32], for instance, have shown that body wave velocities are abnormally high beneath the central Ribeira belt and this may suggest a complex lithospheric structure at depth (fossil slab?).

6. Conclusion

Shear wave splitting parameters retrieved at stations deployed in southeastern Brazil around the southern termination of the São Francisco craton are organized in a coherent pattern. Southwest of the craton, in the Brasília belt, the fast split S-waves are coherently polarized in a direction $\sim N125^\circ E$, i.e. parallel to the structural trend of the belt. Southeast of the craton, the fast split S-waves are polarized in a plane trending N060–080°E, parallel to the Ribeira belt.

A model of asthenospheric flow around the southern termination of the craton may explain part of the data set, but fails to account for both the anisotropy pattern in Ribeira and Brasília belts. A network of large-scale wrench faults characterizes the central Ribeira belt. The orientation of the fast split shear wave polarization plane is parallel to the trend of the faults, and delay times measured at nearby stations are among the largest ever observed (average of 2.4 s). Such large delay times require either 11% of intrinsic anisotropy for an average lithospheric thickness of 100 km, or an asthenospheric contribution. In this latter case, anisotropy within the sublithospheric mantle should be close to the anisotropy within the lithospheric mantle implying either (1) a parallelism of the anisotropies respectively frozen in the lithosphere and generated in the asthe-

nosphere due to the ongoing deformation that accommodates plate motion, or (2) the existence of a single tectonic fabric in the lithosphere and the asthenosphere, meaning that no decoupling occurred since Neoproterozoic times.

The first hypothesis is supported by the parallelism between the HS3-Nuvel 1A APM and the structural trend of the Ribeira belt but not by the results of the two-layer models. However, these models are poorly constrained due to the limited backazimuthal coverage of the events used in this study. The second hypothesis is in agreement with the suggestion by VanDecar et al. [31] and Schimmel et al. [32] that no decoupling occurred within the upper mantle beneath southeastern South America since the opening of the Atlantic Ocean. This suggestion, inferred from the observation of a low-velocity anomaly beneath the Paraná basin interpreted as the fossil conduit of the Tristan da Cunha plume, implies that no deformation would be produced in the asthenospheric mantle to accommodate the absolute plate motion of South America.

In any case, it seems difficult to interpret the pattern of anisotropy obtained in southeastern Brazil without considering a contribution of both the lithospheric and sublithospheric mantle. A strong signature of the major wrench faults in the observed anisotropy is a conclusion difficult to avoid. The good correlation of the orientation of the polarization plane of the fast S-wave with the structural trend of the Brasília belt also favors a lithospheric origin. On the other hand, a contribution of the sublithospheric mantle is likely since it may explain the dispersion of the splitting parameters and also part of the large δt recorded above lithospheric-scale shear zone. However, simple lithosphere–asthenosphere models fail to account for the bulk of the anisotropy pattern, and this suggests that the deep structure beneath southeastern Brazil is more complex than suspected.

Acknowledgements

This work benefited from financial support from CNPq/CNRS collaborative program (pro-

cesso no. 910144/98-2 and PICS763), CAPES/COFECUB collaborative program (no. 287/99-II) and CNRS (Programme Interieur de la Terre). Support from the INSU lithoscope and broadband networks and from the French Embassy in Brazilia is acknowledged. We are indebted to S. Chevrot, V. Levin and an anonymous reviewer for their helpful comments, to J. 'Zé' Roberto Barbosa for field, laboratory and administrative assistance and to A. Tommasi for field assistance and fruitful discussions. [BARD]

References

- [1] P.G. Silver, Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 24 (1996) 385–432.
- [2] M.K. Savage, Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting?, *Rev. Geophys.* 37 (1999) 65–106.
- [3] A. Nicolas, N.I. Christensen, Formation of anisotropy in upper mantle peridotites, *Geodyn. Ser.* 16 (1987) 111–123.
- [4] V. Babuska, M. Cara, *Seismic Anisotropy in the Earth*, Kluwer Academic Publishers, 1991, 217 pp.
- [5] W. Ben-Ismaïl, D. Mainprice, An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy, *Tectonophysics* 296 (1998) 145–157.
- [6] A. Tommasi, B. Tikoff, A. Vauchez, Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties, *Earth Planet. Sci. Lett.* 168 (1999) 173–186.
- [7] Y. Hasui, C.D.R. Carneiro, A.M. Coimbra, The Ribeira folded belt, *Rev. Bras. Geocienc.* 5 (1975) 257–266.
- [8] M. Egydio-Silva, A. Vauchez, J. Bascou, J. Hippert, High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil, *Tectonophysics* 352 (2002) 203–224.
- [9] A. Vauchez, A. Tommasi, Wrench faults down to the asthenosphere: geological and geophysical evidence and thermo-mechanical effects, in: F. Storti, Holdsworth, R.E., Salvini, F. (Eds.), *Intraplate Strike-Slip Deformation Belts*, The Geological Society of London, London, 2003, pp. 15–34.
- [10] M. Assumpção, D.E. James, A.J. Snoke, Crustal thickness in SE Brazilian shield by receiver function analysis: implications for isostatic compensation, *J. Geophys. Res.* 107 (B1) (2002) ESE2-1–14.
- [11] L.P. Vinnik, L.I. Makeyeva, A. Milev, A.Y. Usenko, Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle, *Geophys. J. Int.* 111 (1992) 433–447.
- [12] D. Mainprice, G. Barruol, W. BenIsmaïl, The seismic anisotropy of the Earth's mantle: from single crystal to polycrystal, *Geophys. Monogr.* 117 (2000) 237–264.

- [13] J.M. Kendall, P.G. Silver, Investigating causes of D" anisotropy, *Geodyn. Ser.* 28 (1998) 97–118.
- [14] J. Wookey, J.M. Kendall, G. Barruol, Mid-mantle deformation inferred from seismic anisotropy, *Nature* 415 (2002) 777–780.
- [15] D.E. McNamara, T.J. Owens, P.G. Silver, F.T. Wu, Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.* 99 (B7) (1994) 13655–13665.
- [16] G. Herquel, G. Wittlinger, J. Guilbert, Anisotropy and crustal thickness of Northern-Tibet. New constraints for tectonic modelling, *Geophys. Res. Lett.* 22 (1995) 1925–1928.
- [17] G. Barruol, D. Mainprice, A quantitative evaluation of the contribution of crustal rocks to the shear wave splitting of teleseismic SKS waves, *Phys. Earth Planet. Inter.* 78 (1993) 281–300.
- [18] D. Mainprice, P.G. Silver, Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere, *Phys. Earth Planet. Inter.* 78 (1993) 257–280.
- [19] M. Heintz, E. Debayle, A. Vauchez, M. Assumpção, Seismic anisotropy and surface wave tomography of South America, AGU Fall Meeting, San Francisco, 2000.
- [20] P. Bormann, G. Gruenthal, R. Kind, H. Montag, Upper mantle anisotropy beneath Central Europe from SKS wave splitting: effects of absolute plate motion and lithosphere-aesthenosphere boundary topography?, *J. Geodyn.* 22 (1996) 11–32.
- [21] P.G. Silver, W.W. Chan, Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy, *Nature* 335 (1998) 34–39.
- [22] A. Vauchez, A. Nicolas, Mountain-building: strike-parallel motion and mantle anisotropy, *Tectonophysics* 185 (1991) 183–201.
- [23] D.E. James, M. Assumpção, Tectonic implications of S-wave anisotropy beneath SE Brazil, *Geophys. J. Int.* 126 (1996) 1–10.
- [24] G. Barruol, P.G. Silver, A. Vauchez, Seismic anisotropy in the eastern United States: deep structure of a complex continental plate, *J. Geophys. Res.* 102 (B4) (1997) 8329–8348.
- [25] G. Barruol, A. Souriau, A. Vauchez, J. Diaz, J. Gallart, J. Tubia, J. Cuevas, Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting, *J. Geophys. Res.* 103 (B12) (1998) 30039–30053.
- [26] W. Ben-Ismaïl, G. Barruol, D. Mainprice, The Kaapvaal craton seismic anisotropy: petrophysical analyses of upper mantle kimberlite nodules, *Geophys. Res. Lett.* 28 (2001) 2497–2500.
- [27] A. Tommasi, A. Vauchez, R. Russo, Seismic anisotropy in ocean basins: Resistive drag of the sublithospheric mantle?, *Geophys. Res. Lett.* 23 (1996) 2991–2994.
- [28] P.G. Silver, D. Mainprice, W. BenIsmaïl, A. Tommasi, G. Barruol, Mantle structural geology from seismic anisotropy, *Spec. Publ. Geochem. Soc.* 6 (1999) 79–103.
- [29] R. Trompette, Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa, A.A. Balkema, 1994, 350 pp.
- [30] M.C. CamposNeto, R. Caby, Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: petrologic and structural constraints, *Tectonics* 19 (2000) 669–687.
- [31] J.C. VanDecar, D.E. James, M. Assumpção, Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces, *Nature* 378 (1995) 25–31.
- [32] M. Schimmel, M. Assumpção, J.C. VanDecar, Upper mantle seismic velocity structure beneath SE Brazil from P- and S-wave travel time inversion, *J. Geophys. Res.* 108 (2001) 10.1029/2001JB000187.
- [33] P.G. Silver, W.W. Chan, Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.* 96 (B10) (1991) 16429–16454.
- [34] C.J. Wolfe, P.G. Silver, Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: shear wave splitting methodologies and observations, *J. Geophys. Res.* 103 (1998) 749–771.
- [35] A.E. Gripp, R.G. Gordon, Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophys. Res. Lett.* 117 (1990) 1109–1112.
- [36] S. Wang, R. Wang, Current plate velocities relative to hotspots: implications for hotspot motion, mantle viscosity and global reference frame, *Earth Planet. Sci. Lett.* 189 (2001) 133–140.
- [37] G. Silveira, E. Stutzmann, D.A. Griot, J.P. Montagner, L.M. Victor, Anisotropic tomography of the Atlantic ocean from Rayleigh surface waves, *Phys. Earth Planet. Inter.* 106 (1998) 257–273.
- [38] G. Silveira, E. Stutzmann, Anisotropic tomography of the Atlantic Ocean, *Phys. Earth Planet. Inter.* 132 (2002) 237–248.
- [39] S. VanderLee, D. James, P. Silver, Upper mantle S velocity structure of central and western South America, *J. Geophys. Res.* 106 (2001) 1–14.
- [40] M.J. Fouch, K.M. Fischer, E.M. Parmentier, M.E. Wyssession, T.J. Clarke, Shear wave splitting, continental keels, and patterns of mantle flow, *J. Geophys. Res.* 105 (2000) 6255–6275.
- [41] S. VanderLee, G. Nolet, Upper mantle S velocity structure of North America, *J. Geophys. Res.* 102 (B10) (1997) 22815–22838.
- [42] M. Rabinowicz, A. Nicolas, J.L. Vigneresse, A rolling mill effect in asthenosphere beneath oceanic spreading centers, *Earth Planet. Sci. Lett.* 67 (1984) 97–108.
- [43] P.G. Silver, M.K. Savage, The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers, *Geophys. J. Int.* 119 (1994) 949–963.
- [44] S. Ozalaybey, M.K. Savage, Double-layer anisotropy resolved from S phases, *Geophys. J. Int.* 117 (1994) 653–664.

Event Nb	Date	Julian Day	Origin time	Latitude	Longitude	Depth (km)	Magnitude	Phases
1	Oct., 06, 1995	95279	113934.81	-20.002	-175.92	197	6.4 Mw	SKS, SKKS
2	Jan., 01, 1996	96001	080510.83	0.73	119.93	24	7.90 Mw	SKKS
3	June, 09, 1996	96161	11216.76	17.444	145.46	149	6.6 MEGS	SKKS
4	June, 17, 1996	96169	112218.54	-7.14	122.59	587	7.90 Mw	SKKS
5	Aug., 05, 1996	96218	223822.09	-20.69	-178.31	550	7.4 Mw	SKS
6	Oct, 06, 1996	96280	201309.18	49.05	-127.88	10	6.70 MEGS	SKS
7	Nov., 05, 1996	96310	94134.77	-31.16	180.000	369	6.8 Mw	SKS, SKKS
8	Nov., 14, 1996	96319	134738.11	-21.24	-176.62	191	6.20 Mw	SKS, SKKS
9	Dec., 22, 1996	96357	145327.62	43.207	138.92	226	6.5 Mw	SKS, SKKS
10	Jan., 03, 1997	97003	035822.19	-19.22	-174.84	140	6.00 Mw	SKS
11	Jan., 17, 1997	97017	112022.06	-8.9	123.54	110	6.20 mb	SKKS
12	March, 11, 1997	97070	192200.13	7.74	127.65	10	7.20 MEGS	SKKS
13	May, 03, 1997	97123	164602.02	-31.791	-179.38	108	6.9 Mw	SKS, SKKS
14	Sept., 04, 1997	97247	42337.03	-26.569	178.34	624	6.8 Mw	SKS, SKKS
15	Sept., 26, 1997	97269	094026.33	43.08	12.81	10	6.40 MLVIE	SKS
16	Oct., 14, 1997	97287	95318.15	-22.101	-176.77	167	7.8 Mw	SKS, SKKS
17	Nov., 15, 1997	97319	185924.30	-15.15	167.38	123	7.00 Mw	PKS
18	Nov., 25, 1997	97329	121433.63	1.241	122.54	24	7.0 Mw	SKKS
19	Dec., 05, 1997	97339	184822.79	53.75	161.75	33	6.60 Mw	SKKS
20	Jan., 01, 1998	98001	061122.64	23.91	141.91	95	6.60 mb	SKKS
21	Jan., 04, 1998	98004	061158.97	-22.3	170.91	100	7.50 Mw	SKS
22	Jan., 12, 1998	98012	163620.23	-15.848	-179.38	23	6.9 MEGS	SKKS
23	Mar., 25, 1998	98084	121722.5	-63.612	147.94	10	6.4 Mw	SKS
24	Mar., 29, 1998	98088	194816.21	-17.552	-179.09	537	7.2 Mw	SKS, SKKS
25	May, 16, 1998	98136	22203.21	-22.227	-179.52	586	6.9 Mw	SKS, SKKS
26	May, 21, 1998	98141	53425.5	0.207	119.58	33	7.2 MEGS	SKKS
27	July, 09, 1998	98190	144539.98	-30.487	-178.99	129	6.9 Mw	SKS, SKKS
28	July, 16, 1998	98197	115636.42	-11.04	166.16	110	7.00 Mw	PKS
29	Nov., 08, 1998	98312	072548.51	-9.14	121.42	33	6.40 Mw	SKKS
30	Nov., 15, 1998	98319	024412.38	-21.59	-176.5	149	6.30 Mw	SKS, SKKS
31	Dec., 27, 1998	98361	3826.76	-21.632	-176.38	144	6.8 Mw	SKS, SKKS
32	Jan., 24, 1999	99024	070158.40	-21.13	-174.66	33	6.10 Mw	SKKS
33	Jan., 28, 1999	99028	081005.42	52.89	-169.12	67	6.60 Mw	SKS, SKKS
34	Feb., 05, 1999	99036	113945.18	-12.616	166.97	213	5.9 Mw	PKS
35	Feb., 06, 1999	99037	214759.47	-12.85	166.70	90	7.30 Ms	PKS
36	Mar., 20, 1999	99079	104745.93	51.59	-177.67	33	7 MEGS	PKS, SKKS
37	Apr., 05, 1999	99095	110804.00	-5.59	149.57	150	7.4 Mw	SKKS
38	Apr., 08, 1999	99098	131034.08	43.61	130.35	565	7.10 Mw	SKKS
39	Apr., 13, 1999	99103	103848.4	-21.42	-176.46	164	6.8 Mw	SKS, SKKS
40	Apr., 20, 1999	99110	190408.32	-31.89	-179.04	95	6.6 MEGS	SKS, SKKS
41	May, 06, 1999	99126	230053.12	29.50	51.88	33	6.30 Ms	SKS
42	May, 10, 1999	99130	203302.09	-5.159	150.88	138	7.1 Mw	SKKS
43	May, 17, 1999	99137	100756.45	-5.16	152.88	27	6.90 Ms	SKKS
44	May, 22, 1999	99142	100853.71	-20.73	169.88	33	6.10 Mw	SKS
45	June, 18, 1999	99169	105525.75	5.51	126.64	33	6.40 Mw	SKKS
46	July, 03, 1999	99184	053010.09	26.32	140.48	430	6.10 Mw	SKKS
47	July, 18, 1999	99199	103403.22	-22.55	179.41	590	6.00 Mw	SKKS
48	Aug., 01, 1999	99213	83904.9	-30.37	-177.836	10	6.5 Mw	SKS
49	Sept., 20, 1999	99263	174718.49	23.77	120.98	33	7.70 Ms	SKS
50	Sept., 22, 1999	99265	001439.15	23.73	121.17	26	6.40 Ms	SKS
51	Nov., 05, 1999	99309	011840.73	-15.74	-173.23	33	4.5 mb	SKS
52	Nov., 12, 1999	99316	171756.79	40.78	31.122	10	5.5 mb	SKS, SKKS
53	Nov., 15, 1999	99319	12356.63	12.512	125.32	33	5 mb	SKKS
54	Nov., 17, 1999	99321	113634.97	-6.000	148.80	45	6.30 Mw	SKS
55	Nov., 26, 1999	99330	132115.57	-16.42	168.21	33	7.50 Mw	SKS
56	Dec., 11, 1999	99345	180336.45	15.77	119.74	33	7.3 Mw	SKKS
57	Dec., 21, 1999	99355	141457.61	-6.84	105.56	56	6.50 Mw	SKKS
58	Jan., 08, 2000	00008	164720.58	-16.925	-174.25	183	7.2 Mw	SKS, SKKS
59	Jan., 13, 2000	00013	200714.44	-17.61	-178.74	535	6.2 Mw	SKS, SKKS
60	Feb., 06, 2000	00037	113352.28	-5.84	150.88	33	6.8 Ms	SKKS
61	March, 04, 2000	00064	022422.43	-60.17	149.87	10	6.40 Mw	SKS
62	June, 06, 2000	00158	24149.8	40.693	32.992	10	6.1 Ms	SKS
63	June, 14, 2000	00166	21525.84	-25.52	178.05	604	6.4 Mw	SKS, SKKS
64	Aug., 07, 2000	00220	143355.91	-7.02	123.36	648	6.5 mb	SKKS
65	Aug., 15, 2000	00228	43008.8	-31.51	179.73	357	6.6 Mw	SKS, SKKS
66	Jan., 09, 2001	01009	164928.00	-14.93	167.17	103	7.1 Mw	SKS
67	Feb., 28, 2001	01059	14836.82	-49.4	121.35	10	5.2 Mw	SKS
68	Apr., 28, 2001	01118	44953.43	-18.06	-176.94	351	6.8 Mw	SKS, SKKS
69	June, 03, 2001	01154	24157.16	-29.67	-178.63	178	7.2 Mw	SKS

Table 1 – Teleseismic events used in this study (source : Preliminary Determination of Epicenters from the National Earthquake Information Center).

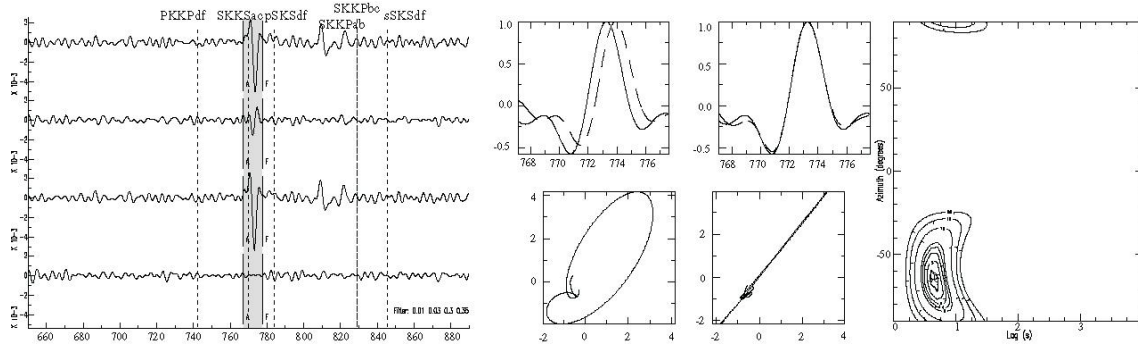


Figure 4 – Example of shear wave splitting measurement at station RSTB (Event 64, Table 1 : Azimuth = 192.8° , Backazimuth = 166.0° , $\phi = -65 \pm 3.5^\circ$, $dt = 0.65 \pm 0.05s$).

- A) The top two seismic traces show the radial and transverse components before time shifting. Bottom two seismic traces show the radial and transverse components after anisotropy correction. Lines labeled A and F delimit the window used for the measurement.
- B) The top two diagrams represent the fast and the slow components before (left) and after (right) correction. Waveforms are similar, and time shifted of dt before correction; superimposed after anisotropy correction. The bottom two diagrams show the particles motion in the horizontal plane : elliptical before (left) and linear after (right) anisotropy correction.
- C) Contour plot of energy on the transverse component as a function of the azimuth of the fast polarization direction, ϕ , and the delay dt between the arrival time of the fast and the slow split waves.

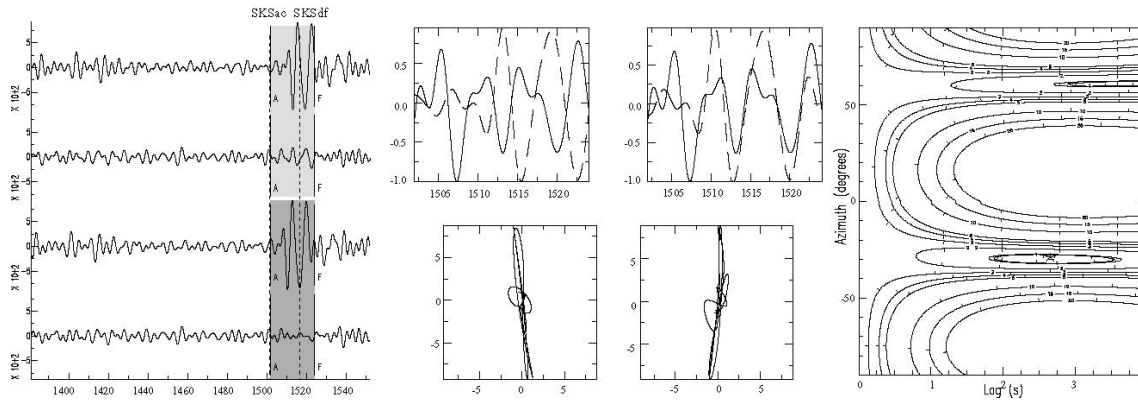


Figure 6 – Typical example of a "null" measurement recorded at station CRG (event 58, Table 1). The transverse component displays no energy associated to the SKS arrival on the radial component (A). The particle motion is linear, before and after correction (B), and the contour plot of energy (C) displays two orthogonal domains of minimum energy. "Null" results indicate either an apparently isotropic mantle beneath the station or an initial polarization direction of the SKS wave parallel or normal to the direction of the fast shear wave polarization plane.

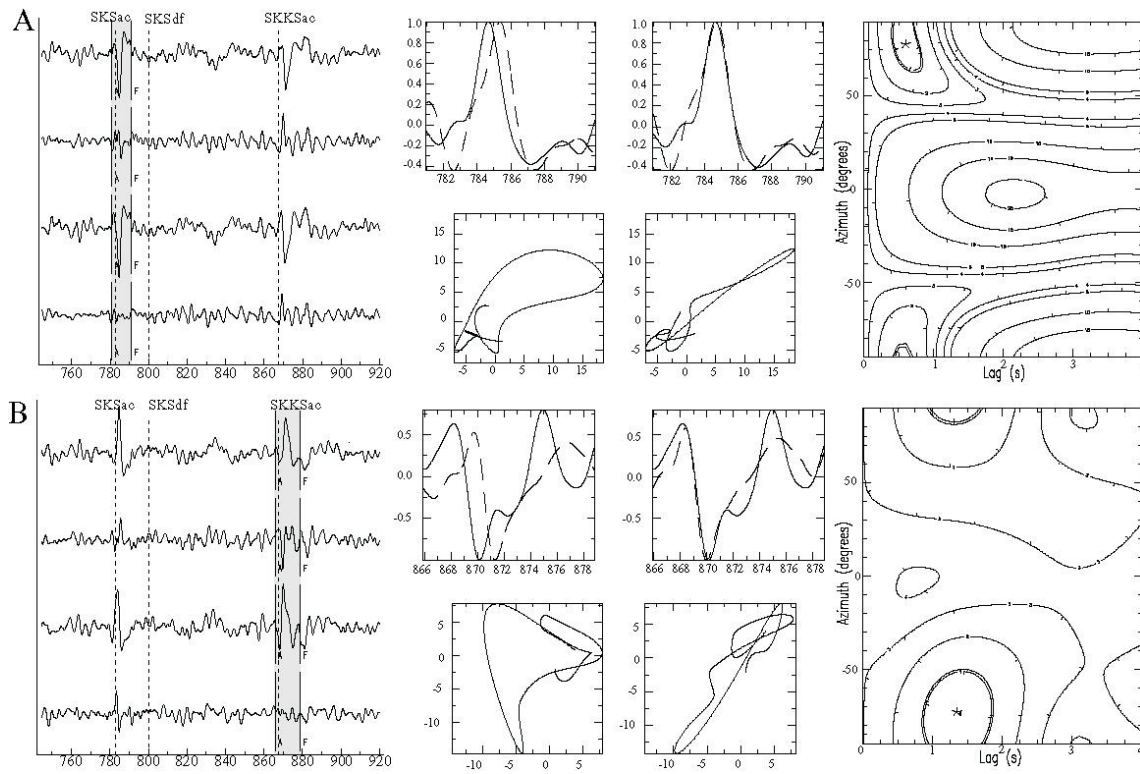


Figure 9 – Example of diverging splitting measurements performed on SKS (A) and SKKS (B) phases from the same event (event 64, Table 1 : Az = 135.8°, Baz = 222.7°) recorded at JFOB. Diagrams are similar to those described on figure 4.

After correction of the anisotropy computed from the SKS (A), the energy on the transverse component has been removed but not the energy associated with the SKKS phase. The reverse situation is shown when the anisotropy computed from the SKKS is used to rotate and time shift the data.

A) $\varnothing = 78^\circ \pm 9^\circ$, $dt = 0.6 \text{ s} \pm 0.12 \text{ s}$

B) $\varnothing = -83^\circ \pm 8^\circ$, $dt = 1.35 \text{ s} \pm 0.25 \text{ s}$.

2.3. Commentaires

Sur les 24 stations à notre disposition pour l'étude de la déformation du manteau supérieur sous la région sud-est du Brésil, les résultats de données acquises en 18 stations ont été présentés dans l'article ci-dessus. Les données acquises aux deux stations Lithoscope ITV et SRS étant de très mauvaise qualité, aucune mesure acceptable n'a pu être réalisée. Les résultats obtenus aux stations brésiliennes Daeb, Cor2, Canb et Popb (Fig. 32) sont présentés ci-dessous.

Les stations brésiliennes : Daeb, Cor2, Canb et Popb

En complément de l'étude présentée dans l'article, quelques stations de l'IAG (São Paulo) ont été installées dans le bassin du Paraná et dans la province du Tocantins. Les données enregistrées en ces stations ont principalement été traitées par notre collègue brésilien M. Assumpção.

La méthode multi-événements a cependant été appliquée sur les données de deux stations du Paraná (Popb et Canb, Fig. 32), et une station de la province du Tocantins (Cor2, Fig. 32). Les planches de résultats correspondantes sont présentées en annexe 3. L'excellente concordance de nos résultats avec ceux de M. Assumpção (communication personnelle), est exposée dans le tableau ci-dessous :

Station	Lat, (°)	Long, (°)	Nos mesures				Mesures de Assumpção	
			Phi (°)	Erreur (°)	δt (s)	Erreur (s)	Phi (°)	δt (s)
Popb	-22,456	-52,837	68	1,5	0,75	0,075	70	0,8
Canb	-22,961	-50,378	88	5	0,8	0,075	83	1,1
Cor2	-17,743	-48,689	-90	2,5	1,05	0,075	-88	1,1

La station Daeb est localisée au sud de la station IGAB (Fig. 32), relativement proche de la côte Atlantique, et présente une direction du plan de polarisation de l'onde rapide orientée à $89^\circ \pm 8.5^\circ$, associée à un déphasage entre les temps d'arrivée des composantes rapide et lente de l'ordre de $1 \text{ s} \pm 0.175 \text{ s}$.

Cette orientation EW du plan de polarisation, oblique par rapport à l'orientation structurale de la chaîne Ribeira ainsi que par rapport aux résultats acquis aux stations alentour, pourrait être reliée à l'épisode de déformation en extension associé à l'ouverture mésozoïque de l'océan Atlantique.

En observant l'anisotropie mesurée dans le bassin du Paraná et dans la province du Tocantins (Fig. 34) (Assumpção et al., 2001), la nécessité d'une contribution lithosphérique et asthénosphérique persiste. Dans le bassin du Paraná, malgré l'épisode de mise en place des trapps basaltiques il y a 140-130 Ma, le plan de polarisation de l'onde quasi-S rapide est orienté globalement EW, en accord avec les directions d'extension crustale NS déduites des études de taux de

subsidence menées par Quintas (1995) et Quintas et al. (1999). Autour de la partie centrale du bassin, les directions du plan de polarisation semblent contourner l'anomalie de vitesse lente mise en évidence par les études tomographiques locales, à l'image des résultats de mesures d'anisotropie réalisées au niveau du plateau de Ontong-Java par Richardson et al. (2000). Cette étude suppose un fluage asthénosphérique défléchi autour de l'anomalie lente mise en évidence sous le plateau océanique.

Dans la province du Tocantins, pour finir, le peu de mesures disponibles (aux stations Pazb, Porb ainsi qu'à la station permanente BDF du réseau GTSN (Global Telemetered Seismic Network), (Fig. 34) indique une direction du plan de polarisation de l'onde rapide orientée SW-NE, plus ou moins parallèle au linéament Transbrasiliano. Bien que les indications structurales dans la croûte supérieure soient relativement complexes, une direction générale SSW-NNE marque la suture finale entre les cratons Amazonien et du São Francisco. Dans le sud de l'état du Goiás, la station Corumbá (Cor2), indique, quant à elle, une direction d'anisotropie EW, intermédiaire entre le schéma observé dans la province du Tocantins, et celui observé le long de la chaîne Brasília.

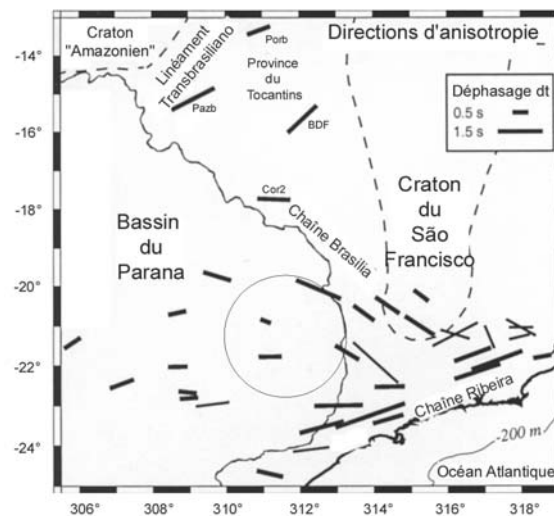


Figure 34 : Directions d'anisotropie mesurées au sud-est ainsi que dans la partie centrale du Brésil (d'après Assumpção et al., Brazilian Geophysical Congress, Bahia, Nov. 2001). Le cercle matérialise l'emplacement de l'anomalie de vitesse lente imagée par les tomographies locales de VanDecar et al. (1995) et de Schimmel et al., in press.

3. Modélisation numérique 3D de la déformation de la lithosphère

3.1. Objectifs

L'interprétation des mesures de biréfringence des ondes de cisaillement téléseismiques S présentées dans l'article ci-dessus, suggère un couplage mécanique efficace entre la croûte et le

manteau. Il est en particulier proposé que les zones de cisaillement majeures observées dans le domaine central de la chaîne Ribeira affectent la lithosphère sur toute son épaisseur.

De précédentes modélisations en 2D (Vauchez et al., 1994) ont montré qu'une plaque lithosphérique contenant un bloc rigide, soumise à une compression normale, produit un champ de déformation identique à celui observé au sud-est du Brésil, le long de la chaîne Ribeira. Les changements de cinématique, d'orientation structurale et d'épaississement crustal le long de la chaîne Ribeira sont bien modélisés par un modèle en contraintes planes, les résultats du modèle montrant le passage d'un raccourcissement dominant est-ouest associé à un épaississement crustal au nord, à une zone de cisaillement dextre orientée NE-SW, accommodée par un épaississement modéré décroissant vers le SW. Ces résultats ont renforcé les hypothèses selon lesquelles :

- la présence d'un craton au sein d'un continent favorise la localisation de la déformation,
- le développement de zones de cisaillement d'échelle continentale, et
- les épaississements différentiels.

La présence de la terminaison sud du craton du São Francisco a donc déclenché le développement de la déformation complexe qui caractérise la chaîne Ribeira. La modélisation 3D que nous allons réaliser a pour but l'étude du couplage mécanique entre la croûte et le manteau, ainsi que la localisation de la déformation en terme de développement de zone de cisaillement. A cet effet, nous avons réalisé deux modèles :

- un modèle "pseudo-3D", dans lequel le couplage entre les deux couches est favorisé par application de la vitesse de déformation sur toute la face latérale du modèle, et
- un modèle 3D, dans lequel la vitesse est appliquée uniquement sur la face supérieure, et aucun couplage n'est imposé entre les deux couches.

3.2. ADELI

3.2.1. Principes

Nous avons utilisé le code de modélisation numérique en trois dimensions développé par R. Hassani et J. Chéry : ADELI, version 3d3 (<http://www.dstu.univ-montp2.fr/PERSO/chery/chery.html>). Il permet d'étudier l'évolution spatio-temporelle des contraintes et des déformations d'un domaine tridimensionnel, en faisant appel à des lois de comportement élasto-visco-plastique. Il permet également d'introduire dans le milieu une variation du géotherme, afin de simuler différents domaines géodynamiques (craton, bassin sédimentaire, zone orogénique).

Ce code est basé sur la méthode des éléments finis, dont le principe consiste à discrétiser le domaine étudié en un certain nombre d'éléments de forme géométrique simple : des tétraèdres. Plus le domaine comporte d'hétérogénéités, plus le maillage doit être fin afin de ne pas biaiser le résultat final, les paramètres étant calculés en chacun des nœuds des éléments. Un autre paramètre important est le pas de temps utilisé. Celui-ci doit être suffisamment court afin que les contraintes élastiques puissent être relaxées. La méthode numérique utilisant les éléments finis présente un certain nombre d'avantages :

- la forme du domaine défini est arbitraire, permettant ainsi la réalisation de modèles représentant au mieux une région d'étude donnée,
- les éléments constituant la grille du domaine étudié peuvent être de taille et de rhéologie variée, permettant ainsi une division basée sur des données géologiques,
- les contraintes, déformations, températures, déplacements, sont calculés en chaque nœud de la grille.

3.2.2. Lois de comportement

La rhéologie est l'étude de la déformation des corps en fonction de leurs caractéristiques intrinsèques, et des conditions physiques dans lesquelles ils se déforment. Sous l'effet d'un même état de contrainte, différents matériaux se comporteront de manière distincte. Pour un matériau géologique donné, les conditions physiques intervenant dans la déformation sont la pression lithostatique, la température et la contrainte déviatorique.

Les comportements mécaniques reflétant la déformation des matériaux terrestres peuvent s'exprimer par des relations entre la contrainte σ et la déformation ϵ . Ces relations sont appelées équations constitutives. Des essais mécaniques réalisés sur des échantillons de divers types de roches, soumis à des déformations variables, ont permis de mettre en évidence trois grands comportements : l'élasticité, la plasticité et la viscosité. Cependant, ces comportements simples ne reflètent bien souvent pas le comportement réel des matériaux terrestres, qui relève de combinaisons parfois complexes de ces différents comportements. Par conséquent, les comportements rhéologiques considérés dans le programme ADELI résultent de combinaisons simples de modèles en série.

3.2.2.1. *Le comportement élastique*

Dans ADELI, le comportement élastique est décrit à l'aide de deux paramètres :

- le module de Young, exprimé en Pa,
- le coefficient de Poisson, sans unité.

3.2.2.2. *Le comportement viscoélastique*

La viscoélasticité représente un comportement intermédiaire entre le comportement purement visqueux, et le comportement purement élastique. Elle est basée sur deux concepts fondamentaux :

- les relations contrainte-déformation sont linéaires,
- une partie de l'énergie est stockée par le solide, et une autre partie est dissipée.

Le modèle rhéologique représentant le comportement viscoélastique est un montage en série d'un élément de rhéologie hookéenne, et d'un élément de rhéologie newtonienne, soit un ressort et un piston. Il s'agit du **corps viscoélastique de Maxwell** (Ranalli, 1987), dans lequel la réponse instantanée du ressort et la réponse visqueuse du piston sont couplées.

La prise en compte du comportement visqueux dans ADELI nécessite la connaissance des quatre paramètres d'une loi rhéologique de la forme

$$\dot{\varepsilon} = \gamma_0 \sigma^n \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right)$$

avec :

- $\dot{\varepsilon}$, le taux de déformation
- γ_0 , le terme pré-exponentiel, exprimé en $\text{Pa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$,
- R , la constante des gaz parfaits, égale à $8.31 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
- Q , l'énergie d'activation, exprimée en $\text{J} \cdot \text{mol}^{-1}$,
- n , l'exposant de la loi puissance (dans sa version actuelle en 3D, ADELI n'autorise qu'un comportement newtonien, pour lequel $n=1$),
- une température limite pour le calcul de la viscosité, limite imposée par la stabilité du programme.

3.2.2.3. *Le comportement élastoplastique*

Le dernier type de comportement intermédiaire considéré dans ADELI est le comportement élastoplastique, correspondant à une déformation permanente au-delà d'un certain seuil, appelé seuil ou critère de plasticité. Le matériau présente un comportement élastique linéaire pour une contrainte inférieure à une contrainte limite, et purement plastique au-delà de cette contrainte.

Deux critères de plasticité sont utilisables dans ADELI :

- le critère de Von Mises
- le critère de Drucker-Prager

3.3. Modèle de référence

3.3.1. Paramètres rhéologiques

Le modèle que nous allons réaliser est constitué de deux couches, simulant respectivement la croûte (couche 1) et le manteau supérieur (couche 2). Une première simplification apportée au modèle est que la couche 1 est homogène. Nous lui associons des paramètres moyens permettant de représenter le comportement d'ensemble de la croûte (Tommasi, 1995), à savoir :

- module de Young = 0.7^{e11}
- coefficient de Poisson = 0.25
- densité = $2.65e3$
- $\gamma_0 = 3.28e-19 \text{ Pa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$
- $Q = 4.356e4 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1}$.

L'utilisation d'une loi élasto-visco-plastique permet toutefois de modéliser le comportement soit fragile soit ductile de la croûte

Le manteau lithosphérique continental est généralement de composition lherzolitique : olivine, OPx, CPx, du plagioclase, du spinelle ou du grenat. L'olivine constituant le minéral le plus abondant et le moins résistant, on considère que ce minéral contrôle le comportement du manteau supérieur. Les paramètres rhéologiques ont été estimés par divers auteurs, et ceux de Chopra et Paterson (1981), pour la dunite hydratée d'Aheim sont généralement utilisés : $\gamma_0 = 3.98 \times 10^{-25} \text{ Pa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$, $Q = 498000 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1}$ et $n = 4.5$. Les mêmes paramètres rhéologiques sont utilisés pour l'ensemble du modèle. Afin de simuler des comportements différents dans les deux domaines du modèle (par analogie, un domaine cratonique et une lithosphère "normale"), des géothermes différents sont utilisés (Fig. 35).

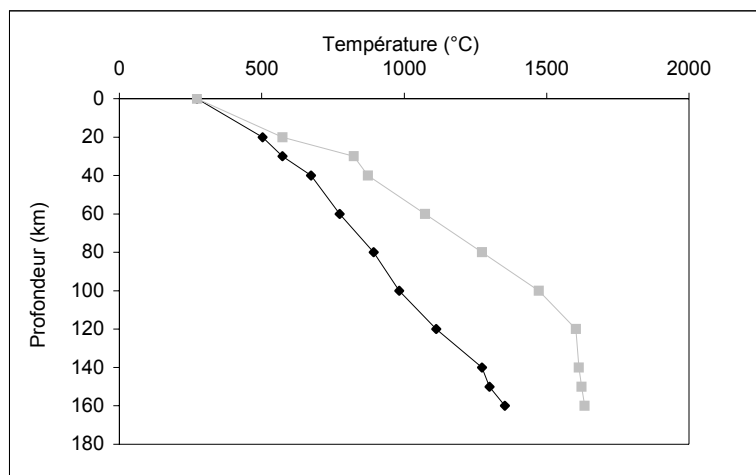


Figure 35 : Variations du géotherme entre une lithosphère cratonique (noir) et une lithosphère continentale standard (gris).

Le programme ADELI dans sa version 3D actuelle n'autorise qu'un comportement newtonien, avec $n=1$. Dans ce cas, si l'on considère dans nos modélisations les paramètres de la dunite d'Aheim (Chopra et Paterson, 1981), les viscosités calculées deviennent extrêmement faibles comparativement à celles calculées en considérant les mêmes paramètres rhéologiques, mais avec $n=4,5$.

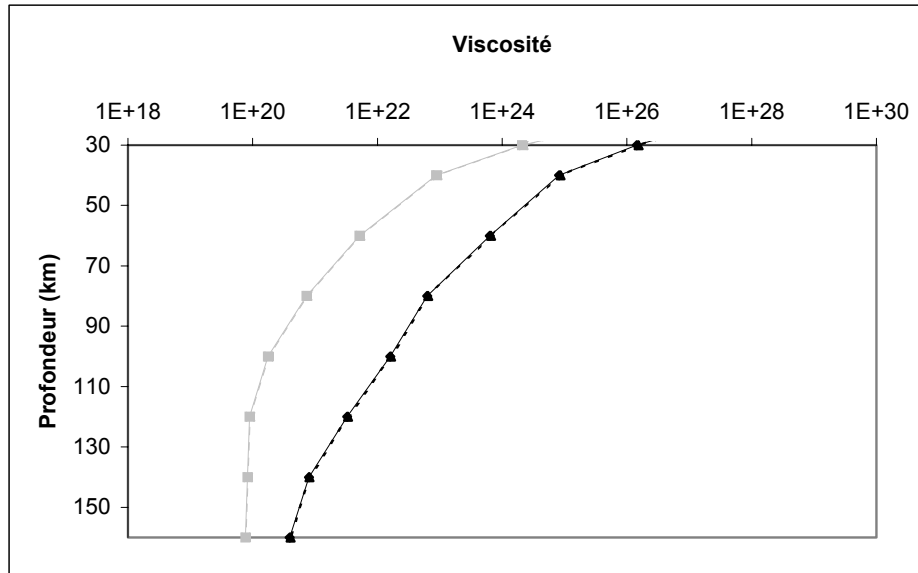


Figure 36 : Evolution des valeurs de la viscosité en fonction de la profondeur pour les géothermes associés à une lithosphère continentale standard (gris) et à une lithosphère cratonique (noir). Les lignes en trait plein représentent les viscosités calculées en utilisant les paramètres de Chopra et Paterson (1981) avec $n=4,5$ et un taux de déformation constant de $4 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$. Les lignes en pointillés correspondent aux viscosités calculées en utilisant les paramètres Q et γ_0 recalculés pour une loi rhéologique linéaire, avec $n=1$ et un taux de déformation constant de $4 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$.

Par conséquent, les valeurs de γ_0 et Q ont été recalculées en considérant une loi rhéologique linéaire, et de façon à ce que les viscosités résultantes soient géologiquement réalistes. La parfaite superposition des courbes (Fig. 36) permet de constater que malgré la loi rhéologique linéaire utilisée dans ADELI, les viscosités associées aux deux géothermes considérés sont égales à celles calculées en utilisant les paramètres définis par Chopra et Paterson (1981) pour la dunite hydratée d'Aheim. Les valeurs des module de Young, coefficient de Poisson et densité pour chacune des deux couches correspondent à des valeurs classiquement admises pour une composition crustale moyenne et pour un manteau lithosphérique continental.

3.3.2. Géométrie et conditions aux limites

Le modèle de référence est un parallélépipède de dimensions 1600 x 1500 x 150 km, dans lequel est inclus un domaine rigide de 1000 km de côté et 150 km d'épaisseur, simulant le craton (Fig. 37). Le modèle est constitué de deux couches, d'épaisseur 30 et 120 km, simulant respectivement la croûte et la partie supérieure du manteau supérieur. Dans la suite, ces deux couches seront dénommées "couche 1" et "couche 2". La taille de l'élément de base est de 30 km.

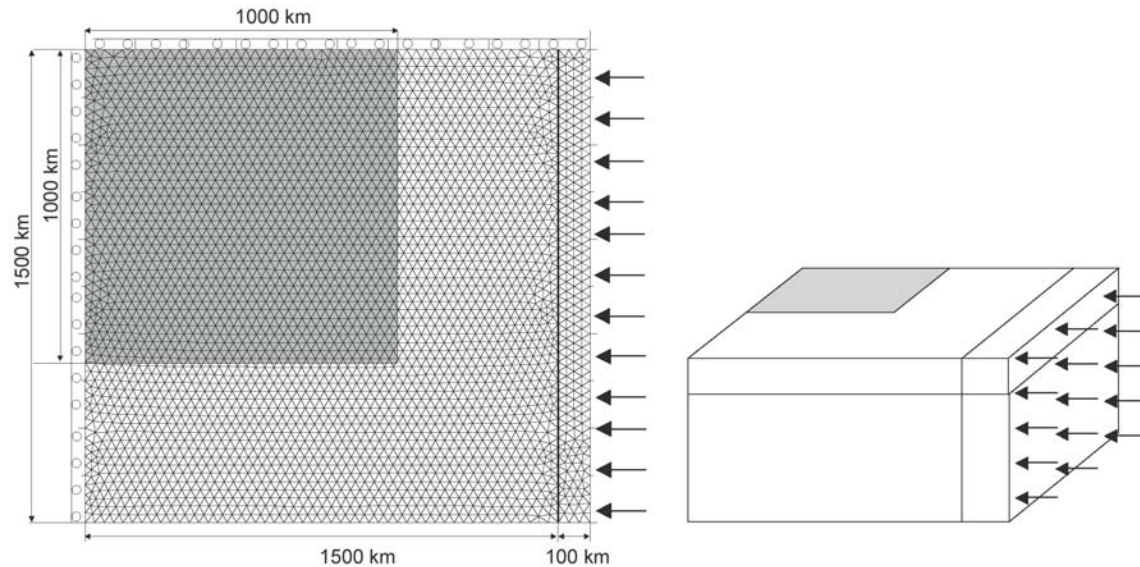


Figure 37 : Représentation schématique du modèle de référence.

Les bords nord et ouest sont réfléchissants, c'est à dire pouvant se déplacer tangentiellement. Le bord sud est libre, une vitesse de convergence constante (50 mm.an^{-1}) est appliquée sur la face latérale est du modèle pendant 3.6 Ma.

3.3.3. Résultats

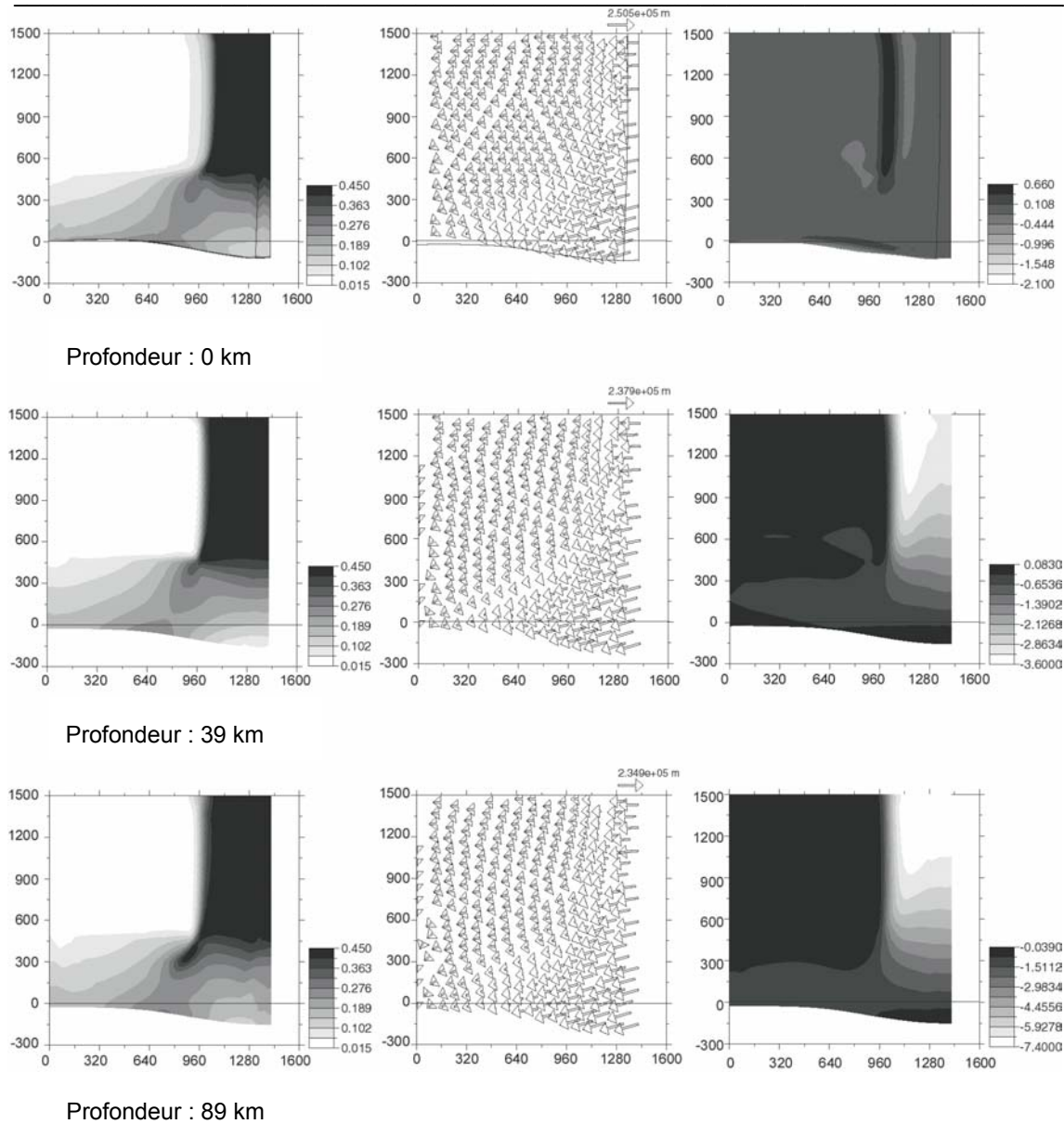


Figure 38 : Déformation finie, champ de déplacement et vitesse verticale moyenne obtenus après application pendant 3.6

En surface (couche 1), la déformation finie est importante dans la partie du modèle confinée entre le bloc rigide et la bordure est du bloc 3D. A partir du coin sud-est du bloc rigide, on observe le développement d'une zone de localisation de la déformation finie orientée nord-est sud-ouest. La direction de déplacement est est-ouest dans la partie confinée, et elle subit une rotation au fur et à mesure que l'on se rapproche de la bordure sud libre du modèle. Elle est oblique par rapport à l'axe de la zone de localisation de la déformation finie. L'échappement du matériel dans la partie sud du modèle est différentiel : celui-ci est beaucoup plus important au sud-est. La vitesse verticale moyenne

est positive, homogène sur toute la superficie du modèle, hormis le long de la bordure est du bloc rigide, caractérisée par des vitesses verticales moyennes très localisées.

A 39 km de profondeur (couche 2), le modèle se comporte de la même manière qu'en surface en terme de localisation de la déformation finie et en terme de direction de déplacement. Les vitesses verticales moyennes sont par contre négatives à cette profondeur, et distribuées sur toute la zone confinée entre le bloc rigide et le bord est du bloc 3D. En terme d'échappement du matériel, à cette profondeur également, c'est le domaine sud-est qui s'échappe.

A 89 km de profondeur (couche 2), les caractéristiques du modèle sont identiques qu'à 39 km de profondeur. La zone de localisation de la déformation finie, qui se développe à partir du coin sud-est du bloc rigide et qui est orientée nord-est sud-ouest, est cependant encore mieux marquée.

3.4. Modèle 2

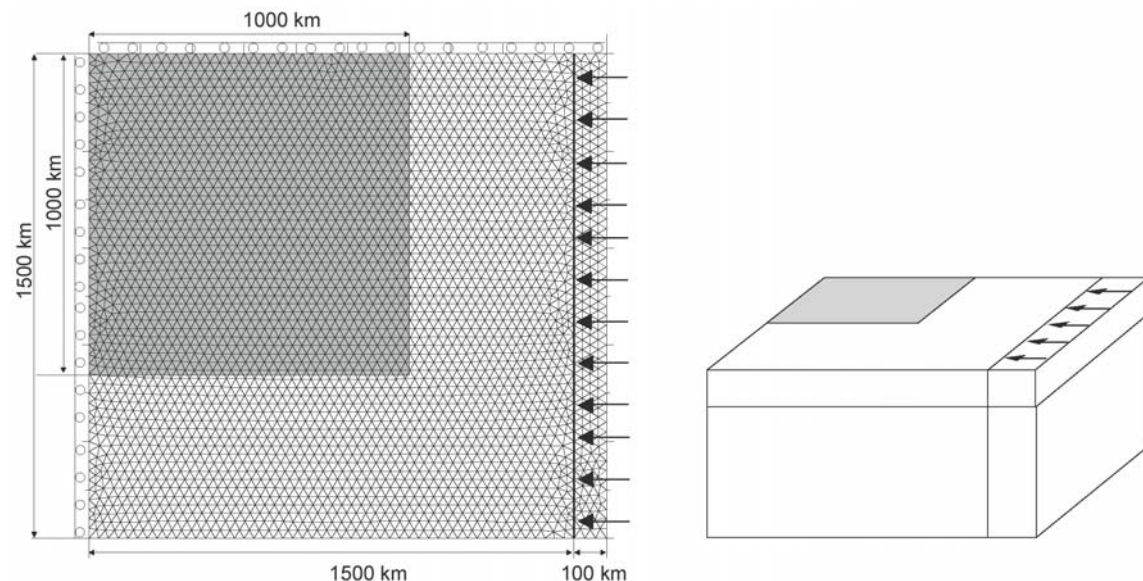


Figure 39 : Représentation schématique du modèle 2.

Pour ne pas forcer le couplage entre les couches 1 et 2, la vitesse de convergence constante de 50 mm.an^{-1} est appliquée sur la face supérieure d'un étroit domaine rajouté à la bordure est du modèle (Fig. 39). Il est impossible d'appliquer la gravité sur la face supérieure de ce domaine où la vitesse verticale est appliquée. Le comportement de ce domaine n'a donc pas de signification physique, et par conséquent, les valeurs calculées pour les points de ce domaine seront masquées dans les représentations.

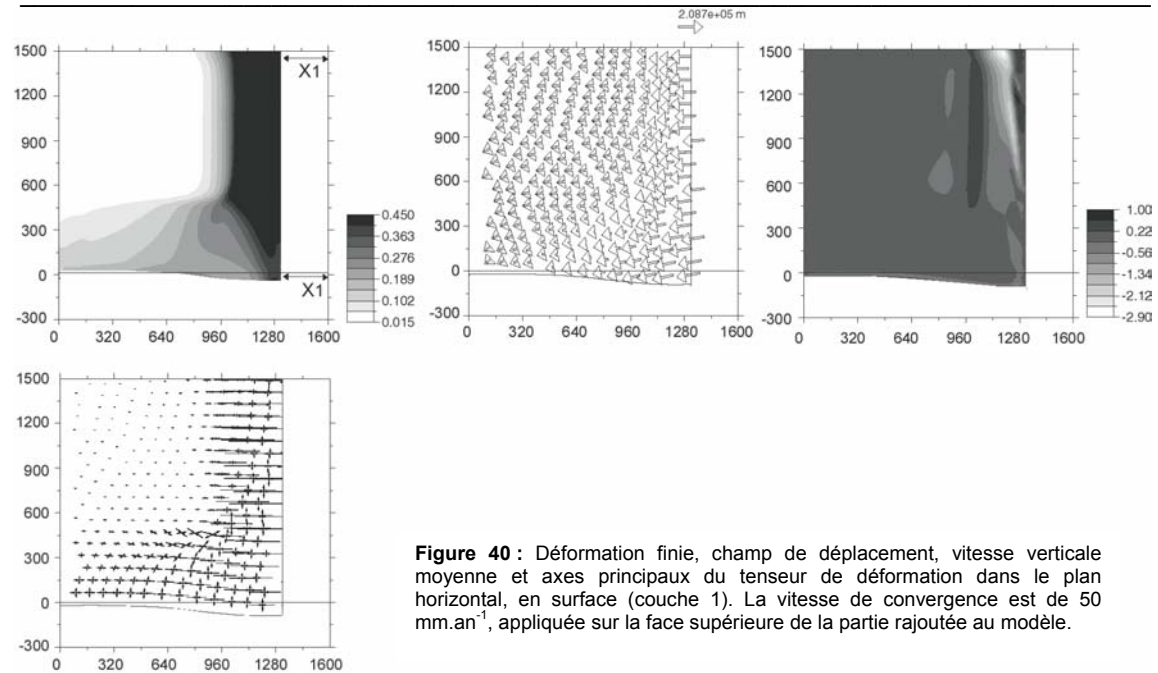


Figure 40 : Déformation finie, champ de déplacement, vitesse verticale moyenne et axes principaux du tenseur de déformation dans le plan horizontal, en surface (couche 1). La vitesse de convergence est de 50 mm.an^{-1} , appliquée sur la face supérieure de la partie rajoutée au modèle.

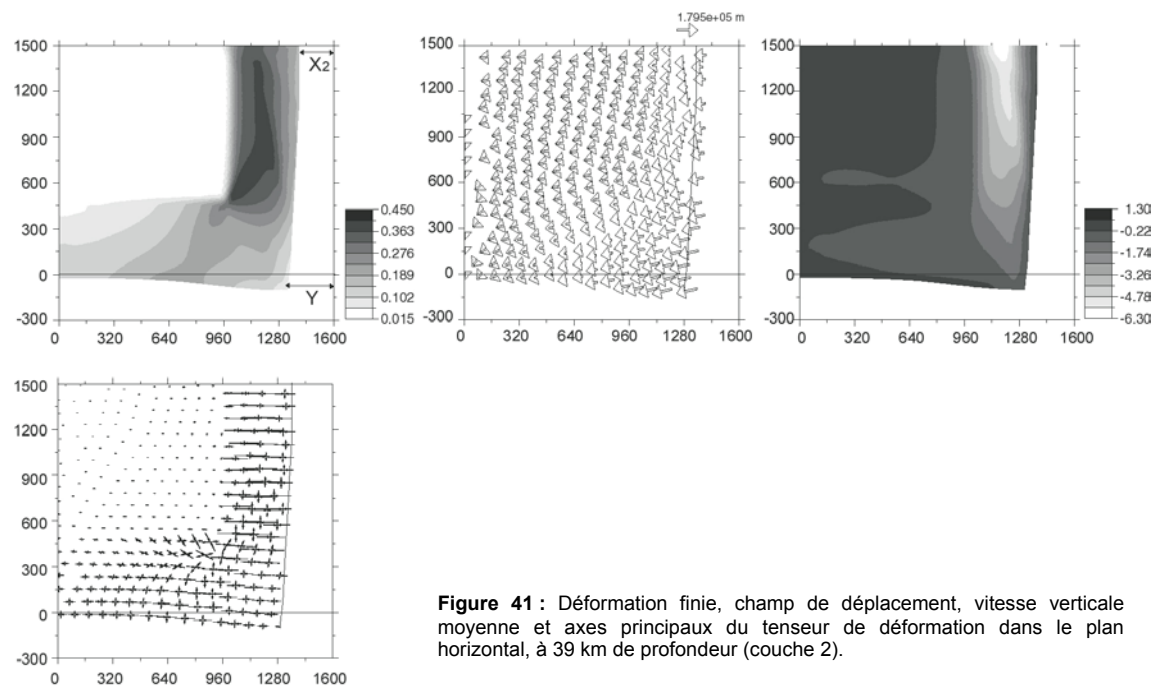


Figure 41 : Déformation finie, champ de déplacement, vitesse verticale moyenne et axes principaux du tenseur de déformation dans le plan horizontal, à 39 km de profondeur (couche 2).

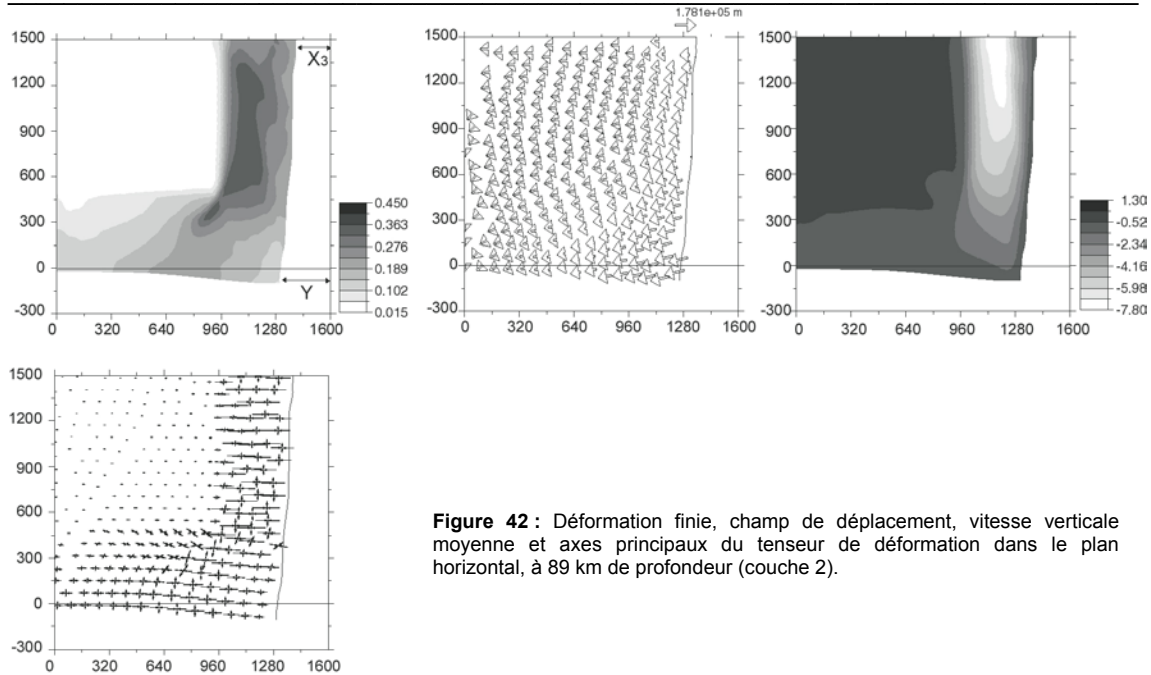


Figure 42 : Déformation finie, champ de déplacement, vitesse verticale moyenne et axes principaux du tenseur de déformation dans le plan horizontal, à 89 km de profondeur (couche 2).

En surface (couche 1, Fig. 40), la partie du modèle confinée entre le bloc rigide et la bordure est du modèle est caractérisée par une importante déformation finie homogène, associée à une direction de déplacement orientée est-ouest (Fig. 40), identique à ce qui est observé dans le modèle de référence. La direction de déplacement tend à s'orienter nord-est sud-ouest vers le sud. On observe une localisation de vitesses verticales moyennes positives le long de la bordure est du bloc rigide, comme dans le modèle de référence (Fig. 38), mais la partie confinée entre le bloc rigide et la bordure est du bloc 3D est ici caractérisée par un gradient de vitesses verticales moyennes négatives, distribué de façon asymétrique. Dans cette région confinée, les axes principaux de la déformation indiquent une compression est-ouest, accommodée par une extension nord-sud de plus en plus importante du nord au sud. Toutefois, la composante en épaissement est plus importante que l'extension nord-sud. L'échappement vers le sud est plus important au sud-est qu'au sud-ouest.

A 39 km de profondeur (couche 2, Fig. 41), le déplacement latéral est moins important qu'en surface ($X1 > X2$, Fig. 40 et 41) et on observe une augmentation du raccourcissement du nord au sud ($Y > X2$, Fig. 41). La déformation finie est également plus localisée qu'en surface, et on observe, comme dans le modèle de référence, le développement d'une zone de localisation de la déformation à partir du coin sud-est du bloc rigide, caractérisée par une obliquité des directions de déplacement par rapport à l'axe de la zone de localisation. Comme en surface, le déplacement est de plus en plus important vers le sud. Dans la partie confinée entre le bloc rigide et la bordure est du modèle, les vitesses verticales moyennes sont négatives. Dans cette région, les axes principaux de la déformation finie indiquent une compression est-ouest associée à une extension nord-sud de plus en plus importante du nord au sud. Les axes de la déformation finie subissent une rotation dans la zone de

localisation de la déformation finie. La vitesse appliquée est est-ouest, mais les axes d'extension sont orientés nord-est sud-ouest.

A 89 km de profondeur (couche 2, Fig. 42), on observe les mêmes caractéristiques qu'à 39 km de profondeur (Fig. 41). L'unique différence est la zone de localisation de la déformation finie qui se développe à partir du coin sud-est du bloc rigide, et qui est encore plus marquée qu'à 39 km de profondeur. Dans la partie confinée, les vitesses verticales moyennes sont négatives et plus importantes qu'à 39 km de profondeur.

3.5. Discussion

Les résultats des deux modèles réalisés sont en bon accord avec ceux des précédentes modélisations 2D (Vauchez et al., 1994). Malgré les limites imposées par le programme, nous avons testé le couplage entre les couches 1 et 2, qui correspondent, par analogie, à la croûte et au manteau supérieur.

Dans le premier cas, le couplage a été forcé, car une vitesse homogène est appliquée sur toute la face latérale est du modèle. En traduisant les résultats des modèles en terme de comportement géologique, ce modèle suggère un épaississement lithosphérique le long de la bordure est du bloc rigide, correspondant au craton. A partir du coin sud-est du craton, on observe une zone de localisation de la déformation orientée nord-est sud-ouest. L'obliquité du déplacement par rapport à l'axe de la zone de localisation, associée à un échappement de matière beaucoup plus important dans le coin sud-est du modèle que dans le coin sud-ouest, sont des caractéristiques propres à une zone de transpression dextre. La similarité des caractéristiques aux trois profondeurs du modèle suggère un couplage efficace entre la croûte et le manteau, la zone de localisation de la déformation étant présente jusqu'à 89 km de profondeur. On constate même que la déformation devient de plus en plus localisée avec la profondeur.

Dans le second cas, le couplage n'est pas forcé, car la vitesse n'est appliquée que sur la face supérieure du modèle. On observe en surface la formation d'un fort relief le long de la bordure cratonique, tandis qu'une zone de topographie déprimée simulant un bassin se développe entre le craton et le bord est du modèle. Dans cette région, le raccourcissement est-ouest est accompagné d'une extension nord-sud avec un échappement différentiel de matériel le long de la bordure sud, libre. La vitesse appliquée en surface est transmise au manteau supérieur. Juste sous le "Moho" (39 km), ainsi qu'à 89 km de profondeur, on observe un raccourcissement croissant vers le sud du modèle, correspondant à une sorte de torsion du modèle en profondeur. A partir de 39 km de profondeur et jusqu'à 89 km de profondeur, on observe une zone de localisation de la déformation

finie qui se développe à partir du coin sud-est du craton. A nouveau, l'obliquité du déplacement par rapport à l'axe de la zone de localisation, associée à un échappement du coin sud-est du modèle, sont en accord avec un cisaillement en transpression dextre. L'étude des axes principaux de la déformation finie met en évidence un raccourcissement est-ouest entre le craton et le bord du modèle, associé à un épaissement vertical. Dans la nature, ceci peut correspondre aux grands chevauchements observés dans la partie nord de la chaîne Ribeira. Plus vers le sud, la zone de localisation de la déformation est caractérisée par un raccourcissement est-ouest associé à un étirement nord-est sud-ouest.

Ainsi, les résultats des modélisation en trois dimensions permettent de conclure, à l'image des modèles 2D (Vauchez et al., 1994), que la présence d'un bloc rigide au sein d'une plaque continentale favorise la localisation de la déformation et le développement de grandes zones de cisaillement. Les résultats sont en accord avec un couplage entre la croûte et le manteau supérieur, et avec le développement d'une zone en transpression dextre à la terminaison sud-est du craton, affectant l'ensemble de la lithosphère, même dans le cas où la vitesse est appliquée en surface.

Le comportement linéaire pris en compte ne permet cependant pas de localisation importante de la déformation. On peut supposer que la prise en compte d'une rhéologie non newtonienne favoriserait d'autant plus cette localisation, et que les axes de la déformation finie seraient plus nettement réorientés. Ces limitations empêchent, pour l'instant, de modéliser l'anisotropie sismique à partir du champ de déformation. Toutefois, le fait que la zone de déformation localisée affecte la lithosphère "modèle" sur toute son épaisseur, et que cette zone a les caractéristiques d'une zone de transpression dextre, vient renforcer l'interprétation proposée pour les mesures d'anisotropie sismique réalisées au-dessus des grandes zones de décrochement de la chaîne Ribeira.

Conclusion générale

Conclusion générale et perspectives

L'objectif de ce travail était l'étude de la structure et de la déformation du manteau supérieur dans une zone orogénique, et plus particulièrement de tester l'hypothèse du couplage mécanique entre la croûte et le manteau. De part sa richesse structurale, le sud-est du Brésil représente un excellent terrain d'étude. Ces questions ont été abordées par l'étude de la biréfringence des ondes de cisaillement téléseismiques S, dont l'interprétation a été appuyée par la réalisation de modèles numériques en trois dimensions préliminaires. Il était intéressant de placer cette étude dans le cadre plus général de la structure profonde du continent sud-américain, encore mal connue. Une tomographie en ondes de surface a donc été réalisée afin de préciser la structure lithosphérique associée aux grands domaines géodynamiques connus. De plus, la prise en compte de l'anisotropie des ondes de Rayleigh offre la possibilité de préciser la profondeur de(s) la couche(s) anisotrope(s) mise(s) en évidence par les mesures de biréfringence. Un des aspects novateur de notre étude réside donc dans l'utilisation de ces trois approches complémentaires.

La tomographie en ondes de surface a permis de contraindre les perturbations de la vitesse des ondes S dans le manteau jusqu'à approximativement 400 km de profondeur, grâce à la prise en compte des modes harmoniques des ondes de Rayleigh. La résolution de ce modèle, intermédiaire entre les modèles globaux et les modèles locaux, apporte une vision d'ensemble de la structure de la plaque sud-américaine. La résolution permet de mettre en évidence des structures en accord avec les résultats de diverses études de tomographie globale, notamment les grandes provinces cratoniques, et également des hétérogénéités latérales de vitesse imagées à l'échelle des tomographies locales, telles que par exemple l'anomalie de vitesse très lente mise en évidence dans le coin mantellique sous la Bolivie. D'une façon générale, les hétérogénéités de vitesse de propagation des ondes sont

bien corrélées aux grands domaines structuraux. Ainsi, le craton amazonien est souligné par deux anomalies de vitesse rapide jusqu'à 200 km de profondeur, correspondant en surface aux cratons Guyana et Guaporé, séparés par le bassin de l'Amazone. La subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine est soulignée par une anomalie de vitesse rapide jusqu'à 250 km de profondeur, mettant ainsi en évidence la lacune sismique. Par contre, l'anomalie de vitesse lente imagée par VanDecar et al. (1995) et plus récemment par Schimmel et al. (sous presse), interprétée comme représentant la trace fossile du panache Tristan da Cunha à l'origine de la formation des trapps du Paraná (130-140 Ma), n'apparaît pas dans notre modèle. Cependant, son extension latérale étant de l'ordre de 300 km, et la résolution de notre modèle étant de quelques centaines de kilomètres, il se peut que cette anomalie soit de trop petite dimension pour pouvoir détectée. Ce modèle met également en évidence des anomalies de vitesse sismique imaginées ni par les méthodes globales (manque de résolution), ni par les méthodes locales. C'est le cas des anomalies de vitesse lente soulignant la jonction des dorsales du Chili (au sud) et des Cocos-Carnegie (au nord), avec la côte sud-américaine. D'extension latérale trop limitée pour avoir été imaginées par les modèles tomographiques globaux, ces anomalies sont probablement liées à la subduction de rides océaniques.

La prise en compte de l'anisotropie azimutale des ondes de Rayleigh a permis de déterminer la direction de propagation rapide des ondes en domaine continental et océanique. En domaine océanique, notamment dans l'océan Atlantique, les directions d'anisotropie sont perpendiculaires à la direction moyenne de la ride médio-atlantique, et relativement cohérentes avec l'*APM* calculé à partir du modèle HS2-Nuvel 1 (Gripp et Gordon, 1990). En domaine continental, la résolution latérale du modèle ne permet pas de retrouver les variations de faibles longueur d'ondes. La structure du continent sud-américain variant fortement latéralement à l'échelle de quelques centaines de kilomètres, les ondes de surface moyennent l'anisotropie, tandis que les ondes de volume (SKS, SKKS, PKS...) permettent de résoudre les variations latérales à l'échelle locale. Une comparaison directe de l'anisotropie sismique mesurée au sud-est du Brésil par étude de la biréfringence des ondes de cisaillement télé-sismiques S, avec celle obtenue par les ondes de surface, n'est pas possible. Cependant, les ondes de surface suggèrent l'absence d'anisotropie à grande échelle en dessous de 150 km de profondeur, hormis au niveau de la Cordillère des Andes, où une anisotropie probablement associée au plongement de la plaque Nazca subsiste jusqu'à 200 km. Ce résultat place par conséquent une contrainte quant à la localisation verticale de l'anisotropie sismique étudiée par les mesures de biréfringence des ondes SKS au sud-est du Brésil.

Les directions du plan de polarisation de l'onde S rapide déterminées au sud-est du Brésil s'organisent selon un schéma relativement complexe. Elles sont parallèles aux orientations structurales dans la chaîne néoprotérozoïque Brasília, ainsi que dans la partie centrale de la chaîne Ribeira, toutes deux entourant la terminaison sud du craton du São Francisco, respectivement à l'est et à l'ouest. Le long de la chaîne Brasília en effet, le plan de polarisation est orienté N125°,

parallèlement à l'axe d'extension de la chaîne, tandis que dans la partie centrale de la chaîne Ribeira, celui-ci est orienté N60-80°, parallèlement à l'orientation structurale de la chaîne. Dans la partie sud de la chaîne Ribeira, le plan de polarisation devient oblique par rapport à l'orientation de la chaîne, et est orienté est-ouest. Une déflexion du fluage asthénosphérique autour de la racine cratonique pourrait, selon le modèle considéré (Gripp et Gordon, 1990; Wang et Wang, 2001), expliquer les directions d'anisotropie mesurées le long des chaînes Ribeira ou Brasília. Des délais supérieurs à 2 s, mesurés entre les temps d'arrivée des ondes quasi-S rapide et lente dans une zone de décrochement d'échelle lithosphérique impliquent, soit une anisotropie intrinsèque particulièrement forte, soit la présence de deux couches anisotropes ayant des directions rapides suffisamment proches dans la lithosphère et l'asthénosphère. Un premier cas considère une direction de l'*APM* suffisamment proche de la direction d'anisotropie figée dans la lithosphère continentale suite au dernier événement orogénique majeur, tandis qu'un deuxième cas considère des directions d'anisotropie figées dans la lithosphère et dans l'asthénosphère, impliquant que celles-ci n'ont pas été découplées depuis le Néoprotérozoïque. Pour certaines stations, la dispersion des mesures en fonction du backazimut suggère l'existence de deux couches d'anisotropie. La couverture backazimutale n'étant pas suffisamment dense, les modélisations à deux couches réalisées pour les stations TRRB et JFOB ne permettent pas de vérifier complètement cette hypothèse. Bien que l'interprétation des mesures de biréfringence des ondes de cisaillement téléseismiques S demeure complexe, les forts délais mesurés sont en faveur d'un couplage mécanique efficace entre la croûte et le manteau, notamment dans les zones de failles de Cubatão et d'Alem Paraiba, dans la partie centrale de la chaîne Ribeira.

La modélisation numérique 3D complétant ce travail ouvre des perspectives très intéressantes en terme d'étude du couplage mécanique entre la croûte et le manteau. Les deux modèles réalisés mettent en évidence le fait qu'un bloc rigide localisé dans une plaque continentale (une racine cratonique par exemple) favorise la localisation de la déformation. Les résultats sont en accord avec le développement d'une zone de transpression à partir du coin sud-est de la racine cratonique, affectant toute l'épaisseur de la lithosphère. Les limitations imposées par ADELI, notamment la non prise en compte d'une rhéologie non newtonienne, ne permettent pas de localisation importante de la déformation. Ceci nous empêche, pour l'instant, de modéliser l'anisotropie sismique à partir du champ de déformation calculé. Toutefois, le fait que la zone de déformation localisée affecte la couche assimilée à la lithosphère sur toute son épaisseur, et que cette zone présente des caractéristiques propres à une zone de transpression, vient renforcer l'interprétation proposée pour les mesures de biréfringence réalisées le long de la chaîne Ribeira, au-dessus des grandes zones de décrochement. En termes de perspectives, d'autres modèles vont être réalisés, en faisant varier divers paramètres, notamment la topologie interne du modèle et les conditions aux limites, tel que l'application de deux vitesses de convergence, sur la face est et sur la face ouest, afin d'étudier la localisation de la déformation le long de la chaîne Brasília. Le paramètre le plus important à tester demeure cependant la prise en compte d'une rhéologie non linéaire.

- Aki, K. et KAMINUMA, K., Phase velocity in Japan. Part I. Love waves from the Aleutian shock of March, 9, 1957, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **41**, 243-259, 1963.
- ALLENBY, R.J. et SCHNETZLER, C.C., United States crustal thickness, *Tectonophysics*, **93**, 13-31, 1983.
- ALLMENDINGER, R.W., JORDAN, T.E., KAY, S.M. et ISACKS, B.L., The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the central Andes, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **25**, 139-174, 1997.
- ALMEIDA, F.F.M., Origem e evolução da plataforma brasileira, Rio de Janeiro, 1967.
- ALMEIDA, F.F.M., Origem e evolução da plataforma brasileira, Segunda semana de Estudos Geológicos, Porto Alegre, 1966.
- ALSINA, D. et SNIEDER, R., Small-scale sublithospheric continental mantle deformation : constraints from SKS splitting observations, *Geophysical Journal International*, **123**, 431-448, 1995.
- ANDERSON, D.L., Elastic wave propagation in layered anisotropic media, *Journal of Geophysical Research*, **82**, 277-296, 1961.
- ASSUMPCÃO, M., JAMES, D.E. et SNOKE, A.J., Crustal thickness in SE brazilian shield by receiver function analysis : implications for isostatic compensation, *Journal of Geophysical Research*, **107**(B1), 2002.
- ASSUMPCÃO, M., HEINTZ, M., VAUCHEZ, A., EGYDIO-SILVA, M., BARBOSA, J.R. et BENEVIDES, T., Upper mantle anisotropy in SE and central Brazil from SKS splitting, Brazilian Geophysical Congress, Bahia, Brazil, 2001.
- BABUSKA, V. et PLOMEROVA, J., Paleoboundaries of microcontinents revealed by changes of seismic anisotropy in the mantle lithosphere, EGS, Nice, 2002.
- BABUSKA, V. et PLOMEROVA, J., Saxothuringian-Moldanubian suture and predisposition of seismicity in the western Bohemian massif, *Studia Geophysicae et Geodesiae*, **44**, 292-306, 2000.
- BABUSKA, V., PLOMEROVA, J. et SILENY, J., Models of seismic anisotropy in the deep continental lithosphere, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **78**, 167-191, 1993.
- BABUSKA, V. et CARA, M., *Seismic anisotropy in the Earth*. Kluwer Academic Publisher, 217 pp., 1991.
- BARRUOL, G., SOURIAU, A., VAUCHEZ, A., DIAZ, J., GALLART, J., TUBIA, J. et CUEVAS, J., Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting, *Journal of Geophysical Research*, **103**(B12), 30039-30053, 1998.
- BARRUOL, G., SILVER, P.G. et VAUCHEZ, A., Seismic anisotropy in the eastern United States : deep structure of a complex continental plate, *Journal of Geophysical Research*, **102**(B4), 8329-8348, 1997.
- BARRUOL, G. et KERN, H., Seismic anisotropy and shear-wave splitting in lower-crustal and upper-mantle rocks from the Ivrea Zone - experimental and calculated data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **95**, 175-194, 1996.
- BARRUOL, G. et MAINPRICE, D., A quantitative evaluation of the contribution of crustal rocks to the shear wave splitting of teleseismic SKS waves, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **78**(3-4), 281-300, 1993.
- BASCOU, J. et LEENHARDT, Z. (1996) Etude pétrophysique de l'anisotropie sismique du manteau supérieur des Pyrénées orientales, pp. 25. Rapport de maîtrise, Montpellier.
- BECK, S., ZANDT, G., MYERS, S.C., WALLACE, T.C., SILVER, P.G. et DRAKE, L., Crustal thickness variations in the central Andes, *Geology*, **24**(5), 407-410, 1996.

- BELYAEVSKY, N.A. et VOLKOVSKY, I.S., Tectonic map of northern Eurasia, Relief of the Moho surface, *Moscow*, 1980.
- BEN ISMAIL, W., La lithosphère cratonique : Péetrophysique des xénolithes mantelliques d'Afrique du Sud, Thèse, Université de Montpellier II, 190, 1999.
- BEN-ISMAIL, W. et MAINPRICE, D., An olivine fabric database : an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy, *Tectonophysics*, **296**, 145-157, 1998.
- BIJWAARD, H., SPAKMAN, W. et ENGDAHL, E.R., Closing the gap between regional and global travel time tomography, *Journal of Geophysical Research*, **103**(B12), 30055-30078, 1998.
- BOCK, G., KIND, R., RUDLOFF, A. et ASCH, G., Shear wave anisotropy in the upper mantle beneath the Nazca plate in northern Chile, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 24333-24345, 1998.
- BORMANN, P., GRUENTHAL, G., KIND, R. et MONTAG, H., Upper mantle anisotropy beneath Central Europe from SKS wave splitting : effects of absolute plate motion and lithosphere-asthenosphere boundary topography ?, *Journal of Geodynamics*, **22**(1-2), 11-32, 1996.
- BOYD, F.R., A pyroxen geotherm, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**(2533-2546), 1973.
- BRITO NEVES, B. et CORDANI, U.G., Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic, *Precambrian Research*, **53**, 23-40, 1991.
- CABY, R. et ARTHAUD, M., Petrostructural evolution of the Lagoa Real subalkaline metaplutonic complex (Bahia, Brasil), *Revista Brasileira de Geociencias*, **17**, 636, 1987.
- CAMPOS NETO, M.C. et CABY, R., Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil : petrologic and structural constraints, *Tectonics*, **19**(4), 669-687, 2000.
- CARA, M. et LÉVÊQUE, J.J., Waveform inversion using secondary observables, *Geophysical Research Letters*, **14**, 1046-1049, 1987.
- CHOPRA, P.N. et PATERSON, M.S., The experimental deformation of dunite, *Tectonophysics*, **78**(453-473), 1981.
- COLIN, P. et FLEITOUT, L., Topography of the ocean floor : thermal evolution of the lithosphere and interaction of deep mantle heterogeneities with the lithosphere, *Geophysical Research Letters*, **11**, 1961-1964, 1990.
- CORDANI, U.G., SATO, K., TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G. et BASEI, M.A.S. (2000) Crustal evolution of the South American platform. In: *Tectonic Evolution of South America* (Ed. by U. G. Cordani), pp. 856, Rio de Janeiro.
- CORDANI, U.G. et BRITO NEVES, B.B., The geologic evolution of South America during the Archean and early Proterozoic, *Revista Brasileira de Geociencias*, **12**(1-3), 78-88, 1982.
- COX, K.G., Flood basalts, subduction and the break-up of Gondwanaland, *Nature*, **274**, 47-49, 1978.
- CUMMINGS, W.D. et SHILLER, G.I., Isopach map of Earth's crust, *Earth-Science Review*, **7**(2), 97-125, 1971.
- DAVAILLE, A., Simultaneous generation of hotspots and superswells by convection in a heterogeneous planetary mantle, *Nature*, **402**(6763), 756-760, 1999.
- DEBAYLE, E., LÉVÊQUE, J.J. et CARA, M., Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent, *Earth and Planetary Science Letters*, **193**(3-4), 423-436, 2001.

- DEBAYLE, E. et KENNETT, B.L.N., Anisotropy in the Australasian upper mantle from Love and Rayleigh waveform inversion, *Earth and Planetary Science Letters*, **184**, 339-351, 2000a.
- DEBAYLE, E. et KENNETT, B.L.N., The Australian continental upper mantle : structure and deformation inferred from surface waves, *Journal of Geophysical Research*, **105**(11), 25423-25450, 2000b.
- DEBAYLE, E., SV-wave azimuthal anisotropy in the Australian upper mantle : preliminary results from automated Rayleigh waveform inversion, *Geophysical Journal International*, **137**(3), 747-754, 1999.
- DEBAYLE, E., Tomographie du manteau supérieur de l'Océan Indien par inversion de forme d'ondes, Thèse, Louis Pasteur, 170, 1996.
- DICKINSON, W.R. et SNYDER, W.S., Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform, *Journal of Geology*, **87**(6), 609-627, 1979.
- DORBATH, C. et MASSON, F., Composition of the crust and upper-mantle in the Central Andes (19°30'S) inferred from P velocity and Poisson's ratio, *Tectonophysics*, **327**, 213-223, 2000.
- DORBATH, C., PAUL, A. et GROUP, T.L.A., Tomography of the Andean crust and mantle at 20°S : first results of the Lithoscope experiment, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **97**, 133-144, 1996.
- DZIEWONSKI, M. et ANDERSON, L., Preliminary Reference Earth Model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297-356, 1981.
- EGYDIO-SILVA, M., VAUCHEZ, A., BASCOU, J. et HIPPERTT, J., High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil, *Tectonophysics*, **352**, 203-224, 2002.
- ENGDAHL, E.R., VAN DER HILST, R.D. et BERROCAL, J., Imaging of subducted lithosphere beneath South America, *Geophysical Research Letters*, **22**(16), 2317-2320, 1995.
- ENGEBRETSON, D.C., KELLEY, K.P., CASHMAN, H.J. et RICHARDS, M.A., 180 million years of subduction, *GSA Today*, **2**(93-100), 1992.
- ESTEY, L.H. et DOUGLAS, B.J., Upper mantle anisotropy : a preliminary model, *Journal of Geophysical Research*, **91**, 11393-11406, 1986.
- FARRA, V. et VINNIK, L.P., Shear-wave splitting in the mantle of the Pacific, *Geophysical Journal International*, **119**(1), 195-218, 1994.
- FIELDING, E.J., BARAZANGHI, M. et ISACKS, B.L. (1993) A geological and geophysical database for Eurasia, pp. 38. Philips Laboratory, Hanscom AFB, Massachusetts.
- FODOR, R.V., CORWIN, C. et ROISENBERG, A., Petrology of Serra Geral (Parana) continental flood basalts, southern Brazil : crustal contamination, source material and South Atlantic magmatism, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**(1), 54-65, 1985.
- FOUCH, M.J., FISCHER, K.M., PARMENTIER, E.M., WYSESSION, M.E. et CLARKE, T.J., Shear wave splitting, continental keels, and patterns of mantle flow, *Journal of Geophysical Research*, **105**(3), 6255-6275, 2000.
- GANSSEER, A., Facts and theories on the Andes, *Journal of the Geological Society of London*, **129**, 93-131, 1973.
- GAO, S., DAVIS, P.M., LIU, H., SLACK, P.D., RIGOR, W., ZORIN, Y.A., MORDVINOVA, V.V., KOZHEVNIKOV, V.M. et LOGATCHEV, N.A., SKS splitting beneath continental rift zones, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 22781-22797, 1997.

- GILBERT, F. et DZIEWONSKI, M., An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **278(A)**, 187-279, 1975.
- GRAND, S.P., Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans, *Journal of Geophysical Research*, **99(B6)**, 11591-11621, 1994.
- GRANET, M., GLAHNS, A. et ACHAUER, U., Anisotropic measurements in the Rhine graben area and the French Massif Central, *Pure and applied geophysics*, **151**, 333-364, 1998.
- GRIPP, A.E. et GORDON, R.G., Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophysical Research Letters*, **117(8)**, 1109-1112, 1990.
- HABERLAND, C. et RIETBROCK, A., Attenuation tomography in the western central Andes : a detailed insight into the structure of a magmatic arc, *Journal of Geophysical Research*, **106(B6)**, 11151-11167, 2001.
- HAMZA, V.M. et MUÑOZ, M., Heat flow map of South America, *Geothermics*, **25(6)**, 599-646, 1996.
- HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R. et COIMBRA, A.M., The Ribeira folded belt, *Revista Brasileira de Geociencias*, **5(4)**, 257-266, 1975.
- HELFFRICH, G., WIENS, D.A., VERA, E., BARRIENTOS, S., SHORE, P., ROBERTSON, S. et ADAROS, R., A teleseismic shear-wave splitting study to investigate mantle flow around South America and implications for plate-driving forces, *Geophysical Journal International*, **149**, F1-F7, 2002.
- HERQUEL, G., WITTLINGER, G. et GUILBERT, J., Anisotropy and crustal thickness of Northern-Tibet. New constraints for tectonic modelling, *Geophysical Research Letters*, **22(14)**, 1925-1928, 1995.
- HESS, H.H., Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *Nature*, **203**, 629-631, 1964.
- HILL, L., The elastic behaviour of a crystalline aggregate, *Proceedings of the Physical Society of London*, **A65**, 349-354, 1952.
- JAEGER, J.C. et COOK, N.G.W., *Fundamentals of rock mechanics.*, 1979.
- JAMES, D.E. et ASSUMPÇÃO, M., Tectonic implications of S-wave anisotropy beneath SE Brazil, *Geophysical Journal International*, **126**, 1-10, 1996.
- JAMES, D.E. et SNOKE, J.A., Structure and tectonics in the region of flat subduction beneath central Peru : crust and uppermost mantle, *Journal of Geophysical Research*, **99(B4)**, 6899-6912, 1994.
- JAMES, D.E., ASSUMPÇÃO, M., SNOKE, J.A., RIBOTTA, L.C. et KUEHNEL, R., Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil, *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, **65(supp. 2)**, 227-250, 1993.
- JAMES, D.E. et SNOKE, J.A., Seismic evidence for continuity of the deep slab beneath central and eastern Peru, *Journal of Geophysical Research*, **95(B4)**, 4989-5001, 1990.
- JOHNSTON, S.T. et THORKELSON, D.J., Cocos-Nazca slab window beneath Central America, *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, 465-474, 1997.
- JORDAN, T.H., The continental tectosphere, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **13(3)**, 1-12, 1975.
- JUDENHERC, S., Etude et caractéristique des structures hercyniennes à partir de données sismologiques : le cas du Massif Armoricaïn, Thèse, Université Louis Pasteur, 148, 2000.
- KANESHIMA, S. et SILVER, P.G., A search for source side mantle anisotropy, *Geophysical Research Letters*, **19**, 1049-1052, 1992.

- KARATO, S. et LI, P., Diffusive creep in perovskite : implications for the rheology of the lower mantle, *Science*, **255**, 1238-1240, 1992.
- KENDALL, J.M., Teleseismic arrivals at a mid-ocean ridge; effects of mantle melt and anisotropy, *Geophysical Research Letters*, **21**(4), 301-304, 1994.
- KENNETT, B.L.N. et WIDIYANTORO, S., A low seismic wavespeed anomaly beneath northwestern India : a seismic signature of the Deccan plume ?, *Earth and Planetary Science Letters*, **165**, 145-155, 1999.
- KENNETT, B.L.N., Approximations for surface-wave propagation in laterally varying media, *Geophysical Journal International*, **122**, 470-478, 1995.
- KRÜGER, F., SCHERBAUM, F., ROSA, J.W.C., KIND, R., ZETSCHKE, F. et HÖHNE, J., Crustal and upper mantle structure in the Amazon region (Brazil) determined with broadband mobile stations, *Journal of Geophysical Research*, **107**(10), ESE 17-1 - ESE 17-12, 2002.
- LAGABRIELLE, Y., GUIVEL, C., MAURY, R.C., BOURGOIS, J., FOURCADE, S. et MARTIN, H., Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction : the Chile Triple Junction model, *Tectonophysics*, **326**, 255-268, 2000.
- LARROQUE, C. et VIRIEUX, J., *Physique de la Terre solide : Observations et Théories*. Gordon and Breach Science Publisher, 360 pp., 2001.
- LESQUER, A., DE ALMEIDA, F.F.M., DAVINO, A., LACHAUD, J.C. et MAILLARD, P., Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du craton de São Francisco (Brésil), *Tectonophysics*, **76**, 273-293, 1981.
- LÉVÊQUE, J.J., DEBAYLE, E. et MAUPIN, V., Anisotropy in the Indian Ocean upper mantle from Rayleigh- and Love-waveform inversion, *Geophysical Journal International*, **133**(3), 529-540, 1998.
- LITHGOW-BERTELLONI, C. et RICHARDS, M.A., The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions, *Reviews of Geophysics*, **36**(1), 27-78, 1998.
- MAINPRICE, D. et SILVER, P.G., Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **78**, 257-280, 1993.
- MAINPRICE, D. et NICOLAS, A., Development of shape and lattice preferred orientations; application to the seismic anisotropy of the lower crust, *Journal of Structural Geology*, **11**(1-2), 175-189, 1989.
- MARTIN, H., Adakitic magmas : modern analogues of Archean granitoids, *Lithos*, **46**, 411-429, 1999.
- MASSON, F., DORBATH, C., MARTINEZ, C. et CARLIER, G., Local earthquake tomography of the Andes at 20°S : Implications for the structure and building of the mountain range, *Journal of South American Earth Sciences*, **13**, 3-19, 2000.
- MCCONNELL, R.K.J., GUPTA, R.N. et WILSON, J.T., Compilation of deep crustal refraction profiles, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **41**(1), 41-100, 1966.
- MCEVILLY, T.V., Central US crust-upper mantle structure from Love and Rayleigh wave phase velocity inversion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **54**, 1997-2015, 1964.
- MCKENZIE, D., Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, 25-32, 1978.
- MCMANARA, D.E., OWENS, T.J., SILVER, P.G. et WU, F.T., Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research*, **99**(B7), 13655-13665, 1994.

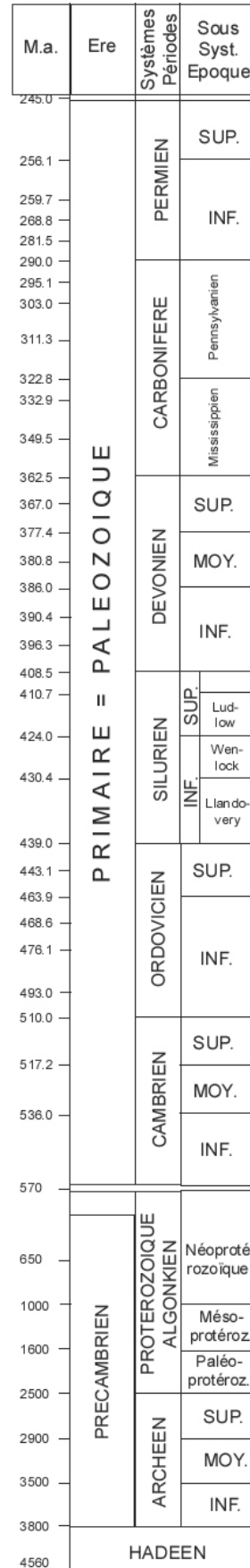
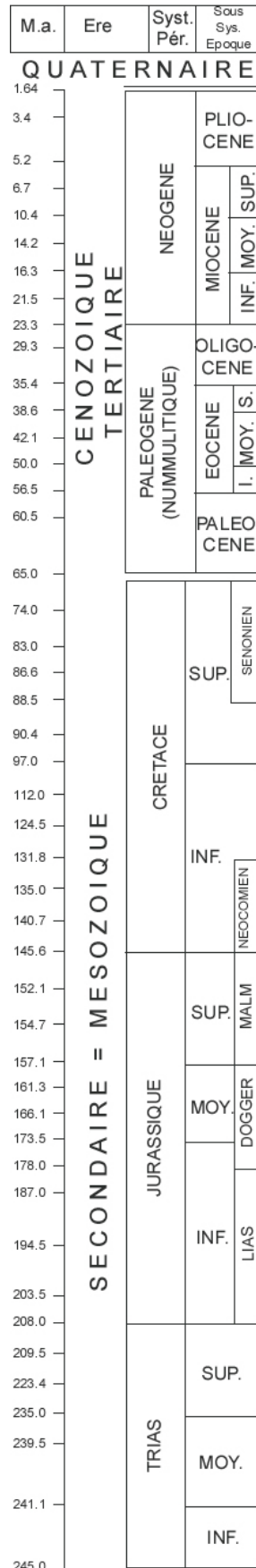
- MEADE, C. et JEANLOZ, R., The strength of mantle silicates at high pressures and room temperature : implications for the viscosity of the mantle, *Nature*, **348**, 533-535, 1990.
- MÉGNIN, C. et ROMANOWICZ, B., The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface and higher modes waveforms, *Geophysical Journal International*, 143709-143728, 2000.
- MEISSNER, R., WEVER, T. et FLÜH, E.R., The Moho in Europe - Implications for crustal development, *Annales Geophysicae*, **5B**, 357, 1987.
- MILANI, E.J. et THOMAZ FILHO, A. (2000) Sedimentary basins of South America. In: *Tectonic Evolution of South America* (Ed. by U. G. Cordani), pp. 856, Rio de Janeiro.
- MILANI, E.J. et ZALAN, P.V., An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America, *Episodes*, **22**(3), 199-205, 1999.
- MOCQUET, A., ROMANOWICZ, B. et MONTAGNER, J.P., Three-dimensional structure of the upper mantle beneath the Atlantic Ocean inferred from long-period Rayleigh waves; 1, Group and phase velocity distributions, *Journal of Geophysical Research*, **94**(6), 7449-7468, 1989.
- MONTAGNER, J.P., GRIOT-POMMERA, D.A. et LAVÉ, J., How to relate body wave and surface wave anisotropy ?, *Journal of Geophysical Research*, **105**(B8), 19015-19027, 2000.
- MONTAGNER, J.P. et TANIMOTO, T., Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 20337-20351, 1991.
- MONTAGNER, J.P. et NATAF, H.C., A simple method for inverting the azimuthal anisotropy of surface waves, *Journal of Geophysical Research*, **91**(B1), 511-520, 1986.
- MONTAGNER, J.P., 3-dimensional structure of the Indian Ocean inferred from long period surface waves, *Geophysical Research Letters*, **13**(4), 315-318, 1986a.
- MONTAGNER, J.P., Regional three-dimensional structures using long-period surface waves, *Annales Geophysicae*, **B**(3), 283-294, 1986b.
- MONTAGNER, J.P., Seismic anisotropy of the Pacific Ocean inferred from long-period surface waves dispersion, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **38**(1), 28-50, 1985.
- MOONEY, W.D., LASKE, G. et MASTERS, T.G., CRUST 5.1 : A global crustal model at 5°x5°, *Journal of Geophysical Research*, **103**(B1), 727-747, 1998.
- MYERS, S.C., BECK, S., ZANDT, G. et WALLACE, T., Lithospheric-scale structure across the Bolivian Andes from tomographic images of velocity and attenuation for P and S waves, *Journal of Geophysical Research*, **103**(B9), 21233-21252, 1998.
- NATAF, H.C. et RICARD, Y., 3SMAC : an a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **95**, 101-122, 1996.
- NICOLAS, A., ACHAUER, U. et DAIGNIÈRES, M., Rift initiation by lithospheric rupture, *Earth and Planetary Science Letters*, **123**(281-298), 1994.
- NICOLAS, A. et POIRIER, J.P., *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Wiley-Interscience éd., 444 pp., 1976.
- NYE, J.F., *Physical properties of crystals. Their representation by tensors and matrices.*, 329 pp., 1972.
- PARDO-CASAS, F. et MOLNAR, P., Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time, *Tectonics*, **6**(233-248), 1987.

- PLOMEROVA, J., GRANET, M., JUDENHERC, S., ACHAUER, U., BABUSKA, V., JEDLICKA, P., KOUBA, D. et VECSEY, L., Temporary array data for studying seismic anisotropy of Varsican massifs - The Armorican massif, French massif central and Bohemian massif, *Studia Geophysicae et Geodesiae*, **44**, 195-209, 2000.
- PLOMEROVA, J., SILENY, J. et BABUSKA, V., Joint interpretation of upper-mantle anisotropy based on teleseismic P-travel time delays and inversion of shear-wave splitting parameters, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **95**, 293-309, 1996.
- POLET, J., SILVER, P.G., BECK, S., WALLACE, T., ZANDT, G., RUPPERT, S., KIND, R. et RUDLOFF, A., Shear wave anisotropy beneath the Andes from the BANJO, SEDA and PISCO experiments, *Journal of Geophysical Research*, **105**(B3), 6287-6304, 2000.
- PRIESTLEY, K. et DEBAYLE, E., Upper mantle shear velocity beneath NE Asia from surface wave tomography, *Geophysical Research Letters*, in press, 2002.
- QUINTAS, M., MANTOVANI, M. et ZALAN, P.V., Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Parana, *Revista Brasileira de Geociências*, **29**, 217-226, 1999.
- QUINTAS, M., O embasamento da Bacia do Parana : reconstrução geofísica de seu arcabouço, Thèse, IAG-USP (Universidade de São Paulo), 1995.
- RAMOS, V.A. et ALEMAN, A. (2000) Tectonic evolution of the Andes. In: *Tectonic Evolution of South America* (Ed. by U. G. Cordani), pp. 856, Rio de Janeiro.
- RANALLI, G., *Rheology of the Earth*. ALLEN & UNWIN, 366 pp., 1987.
- REUSS, A., Berechnung der Fließgrenze von Mischkristallen auf Grund der Plastizitätsbedingung für Einkristalle, *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*, **9**, 49-58, 1929.
- RICHARDS, M.A., DUNCAN, R.A. et COURTILOT, V.E., Flood basalts and hotspot tracks; plume heads and tails, *Science*, **246**(4926), 103-107, 1989.
- RICHARDSON, W.P., OKAL, E.A. et VAN DER LEE, S., Rayleigh-wave tomography of the Ontong-Java Plateau, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **118**, 29-51, 2000.
- RITSEMA, J. et HEIJST, H.V., New seismic model of the upper mantle beneath Africa, *Geology*, **28**(1), 63-66, 2000.
- RITSEMA, J. et VAN HEIJST, H.J., Seismic imaging of structural heterogeneity in Earth's mantle : evidence for large-scale mantle flow, *Science Progress*, **83**, 243-259, 2000.
- ROYER, J.Y. (1992). University of Texas, Institute for Geophysics.
- RUSSO, R.M., SILVER, P.G., FRANKE, M., AMBEH, W.B. et JAMES, D.E., Shear-wave splitting in Northeast Venezuela, Trinidad and the eastern Caribbean, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **95**, 251-275, 1996.
- RUSSO, R.M. et SILVER, P.G., Trench-Parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy, *Science*, **263**, 1105-1111, 1994.
- SANDVOL, E., NI, J., OZALAYBEY, S. et SCHLUE, J., Shear-wave splitting in the Rio Grande rift, *Geophysical Research Letters*, **19**, 2337-2340, 1992.
- SCHIMMEL, M., ASSUMPCÃO, M. et VANDECAR, J.C., Upper mantle seismic velocity structure beneath SE Brazil from P- and S-wave travel time inversion,, in press.
- SCHNEIDER, J.F. et SACKS, I.S., Stress in the contorted Nazca Plate beneath southern Peru from local earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, **92**(13), 13887-13902, 1987.

- SCHURR, B., Seismic structure of the central andean subduction zone from local earthquake data, Thèse, GeoForschungsZentrum Potsdam, 123, 2001.
- SCHURR, B., ASCH, G., RIETBROCK, A., TRUMBULL, R. et HABERLAND, C., Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography, *Earth and Planetary Science Letters*, (submitted, 2001).
- SHIH, X.R., SCHNEIDER, J.F. et MEYER, R.P., Polarities of P and S waves and shear-wave splitting observed from the Bucaramanga nest, Colombia, *Journal of Geophysical Research*, **B(7)**, 12069-12082, 1991.
- SILVEIRA, G. et STUTZMANN, E., Anisotropic tomography of the Atlantic Ocean, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**, 237-248, 2002.
- SILVEIRA, G., STUTZMANN, E., GRIOT, D.A., MONTAGNER, J.P. et VICTOR, L.M., Anisotropic tomography of the Atlantic ocean from Rayleigh surface waves, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **106**, 257-273, 1998.
- SILVER, P.G., RUSSO, R.M. et LITHGOW-BERTELLONI, C., Coupling of South American and African plate motion and plate deformation, *Science*, **279**, 60-63, 1998.
- SILVER, P.G., Seismic anisotropy beneath the continents : probing the depths of Geology, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **24**, 385-432, 1996.
- SILVER, P.G. et SAVAGE, M.K., The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers, *Geophysical Journal International*, **119**(3), 949-963, 1994.
- SILVER, P.G. et CHAN, W.W., Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *Journal of Geophysical Research*, **96**(B10), 16429-16454, 1991.
- SILVER, P.G. et CHAN, W.W., Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy, *Nature*(335), 34-39, 1988.
- SMITH, M.L. et DAHLEN, F.A., The azimuthal dependence of Love and Rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium, *Journal of Geophysical Research*, **78**, 3321-3333, 1973.
- SNOKE, J.A. et JAMES, D.E., Lithospheric structure of the Chaco and Parana Basins of South America from surface-wave inversion, *Journal of Geophysical Research*, **102**(B2), 2939-2951, 1997.
- SOLLER, D.R., RAY, R.D. et BROWN, R.D., A new global crustal thickness map, *Tectonics*, **1**(2), 125-149, 1982.
- TASSINARI, C.C.G., BETTENCOURT, J.S., GERALDES, M.C., MACAMBIRA, M.J.B. et LAFON, J.M. (2000) The Amazonian craton. In: *Tectonic Evolution of South America* (Ed. by U. G. Cordani), pp. 856, Rio de Janeiro.
- TAKEUCHI, H. et SAITO, M. (1972) Seismic surface waves. In: *Methods in Computational Physics*, Vol. 11, pp. 217-295. Academic Press, London.
- TARANTOLA, A. et VALETTE, B., Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**(2), 219-232, 1982.
- TASSINARI, C.C.G. et MACAMBIRA, M.J.B., Geochronological provinces of the Amazonian craton, *Episodes*, **22**(3), 174-182, 1999.
- TEIXEIRA, W., SABATÉ, P., BARBOSA, J., NOCE, C.M. et CARNEIRO, M.A. (2000) Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: *Tectonic Evolution of South America* (Ed. by U. G. Cordani), pp. 856, Rio de Janeiro.

- TEIXEIRA, W. et FIGUEIREDO, M.C.H., An outline of early Proterozoic crustal evolution in the Sao Francisco Craton, Brazil; a review, *Precambrian Research*, **53**(1-2), 1-22, 1991.
- TOMMASI, A., TIKOFF, B. et VAUCHEZ, A., Upper mantle tectonics : three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties, *Earth and Planetary Science Letters*, **168**, 173-186, 1999.
- TOMMASI, A., Forward modelling of the development of seismic anisotropy in the upper mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, 1-13, 1998.
- TOMMASI, A., VAUCHEZ, A. et RUSSO, R., Seismic anisotropy in ocean basins : Resistive drag of the sublithospheric mantle ?, *Geophysical Research Letters*, **23**, 2991-2994, 1996.
- TOMMASI, A., Développement de systèmes de décrochements d'échelle continentale dans une lithosphère hétérogène : cas naturels et modélisation numérique, Thèse, Université de Montpellier II, 166, 1995.
- TROMPETTE, R., *Geology of western Gondwana (2000-500 Ma) : Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A.A.Balkema, 350 pp., 1994.
- TURNER, S., HAWKESWORTH, C., GALLAGHER, K., STEWART, K., PEATE, D. et MANTOVANI, M., Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents : Assessment of a conductive heating model and application to the Parana, *Journal of Geophysical Research*, **101**(B5), 11503-11518, 1996.
- TURNER, S. et HAWKESWORTH, C., The nature of the sub-continental mantle : constraints from the major element composition of continental flood basalts, *Chemical Geology*, **120**, 295-314, 1995.
- VAN DER HILST, R.D., WIDIYANTORO, S. et ENGBAHL, E.R., Evidence for deep mantle circulation from global tomography, *Nature*, **386**, 578-584, 1997.
- VAN DER LEE, S., JAMES, D. et SILVER, P., Upper mantle S velocity structure of central and western South America, *Journal of Geophysical Research*, **106**, 1-14, 2001.
- VAN DER LEE, S. et NOLET, G., Upper mantle S velocity structure of North America, *Journal of Geophysical Research*, **102**(B10), 22815-22838, 1997.
- VANDECAR, J.C., JAMES, D.E. et ASSUMPÇÃO, M., Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces, *Nature*, **378**, 25-31, 1995.
- VAUCHEZ, A., TOMMASI, A., BARRUOL, G. et MAUMUS, J., Upper mantle deformation and seismic anisotropy in continental rifts, *Physics and Chemistry of the Earth*, **25**(2), 111-117, 2000.
- VAUCHEZ, A., TOMMASI, A. et BARRUOL, G., Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy, and tectonics of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, **296**(61-86), 1998.
- VAUCHEZ, A., BARRUOL, G. et TOMMASI, A., Why do continents break up parallel to ancient orogenic belts ?, *Terra Nova*, **9**, 62-66, 1997.
- VAUCHEZ, A. et BARRUOL, G., Shear-wave splitting in the Appalachians and the Pyrenees : importance of the inherited tectonic fabric of the lithosphere, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **95**, 127-138, 1996.
- VAUCHEZ, A., TOMMASI, A. et EGYDIO-SILVA, M., Self-indentation of a heterogeneous continental lithosphere, *Geology*, **22**, 967-970, 1994.
- VAUCHEZ, A. et NICOLAS, A., Mountain-building : strike-parallel motion and mantle anisotropy, *Tectonophysics*, **185**(3-4), 183-201, 1991.

- VDOVIN, O., RIAL, J.A., LEVSHIN, A.L. et RITZWOLLER, M.H., Group-velocity tomography of South America and the surrounding oceans, *Geophysical Journal International*, **136**, 324-340, 1999.
- VERMA, R.K., Elasticity of some high-density crystals, *Journal of Geophysical Research*, **65**(2), 757-766, 1960.
- VINNIK, L.P., MAKEYEVA, L.I., MILEV, A. et USENKO, A.Y., Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle, *Geophysical Journal International*, **111**(3), 433-447, 1992.
- VINNIK, L.P., FARRA, V. et ROMANOWICZ, B., Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at Geoscope and NARS broadband stations, *Bulletin of Seismological Society of America*, **79**, 1542-1558, 1989.
- VOIGT, W., *Lehrbuch der Kristallphysik*. B.G. Tubner., 1928.
- WALLACE, T.C., ZANDT, G. et JIAO, W., Modeling the near- and intermediate-terms of the displacement field from deep earthquakes, *Eos Transactions, AGU*, **78**(46), 449, 1997.
- WEGENER, A., Die Entstehung der kontinente - The origin of continents, *Geologische Rundschau*, **3**, 276-292, 1912.
- WHITE, R.S., MCKENZIE, D.P. et O'NIONS, R.K., Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *Journal of Geophysical Research*, **97**, 19683-19715, 1992.
- WOLFE, C.J. et SILVER, P.G., Seismic anisotropy of oceanic upper mantle : shear wave splitting methodologies and observations, *Journal of Geophysical Research*, **103**(1), 749-771, 1998.
- WOODHOUSE, J.H., Surface waves in a laterally varying layered structure, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **37**, 461-490, 1974.
- WORTEL, M.J.R., Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone, *Journal of the Geological Society of London*, **141**(5), 783-791, 1984.
- ZHOU, H., A high-resolution P wave model for the top 1200 km of the mantle, *Journal of Geophysical Research*, **101**(B12), 27791-27810, 1996.

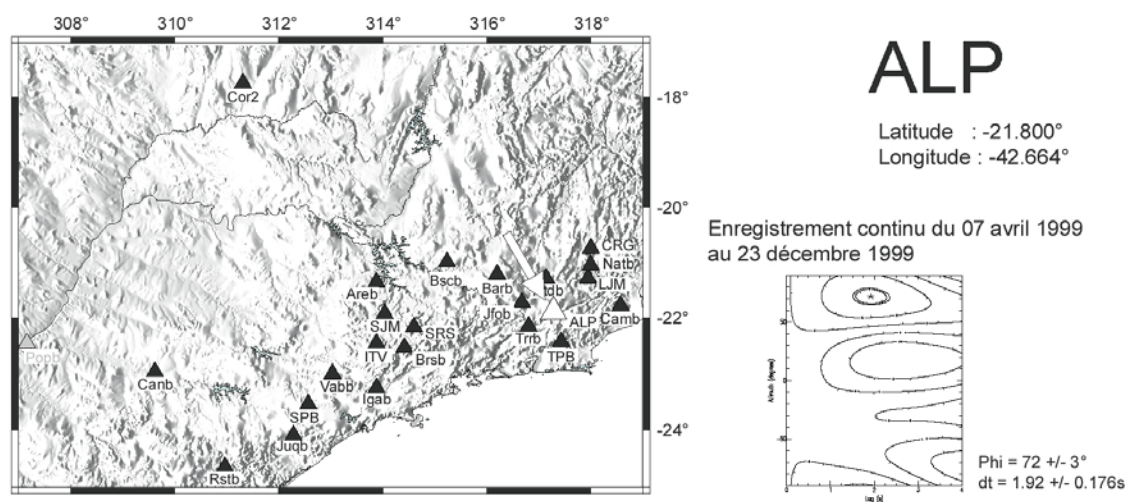


Annexe 2 – Liste des stations sismologiques utilisées pour la tomographie

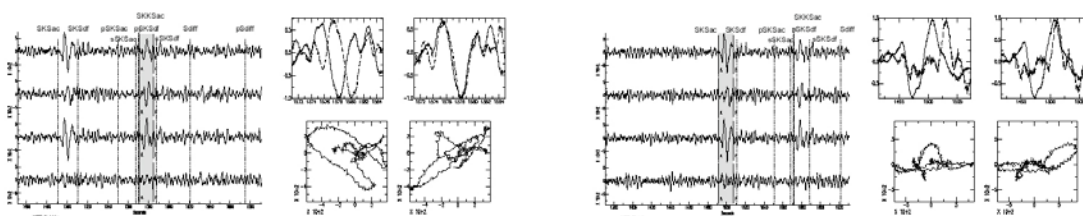
Nom	Latitude (°)	Longitude (°)	Réseau	Localisation
AAEE	9.0292	38.7656	IRIS-IDA	Addis Ababa, Ethiopie
AGVB	-19.7393	-50.2331	BLSP	Agua Vermelha, Brésil
AREB	-21.3620	-46.1230	BLSP	Brésil
ASCN	-7.9327	-14.3601	IRIS-IDA	Ascension Island
ATDB	-21.2900	-42.8610	BLSP	Astolfo Dutra, Brésil
ATDD	11.5300	42.4870	Géoscope	Arta Tunnel, Djibouti
BARB	-21.2210	-43.8000	BLSP	Barbacena, Brésil
BATO	-19.6253	-65.4374	BANJO	
BCAO	4.4335	18.5354	SR	Bangui, Centre Afrique
BDFB	-15.6439	-48.0141	GTSN	Brasília, Brésil
BGCA	5.1760	18.4242	GTSN	Bogoin, Centre Afrique
BNGG	4.4350	18.5470	Géoscope	Bangui, Centre Afrique
BOCO	4.6167	-74.1167	USGS	Bogota, Colombie
BOSA	-28.6141	25.2555	GTSN	Boshof, Afrique du Sud
BRSB	-22.5350	-45.5850	BLSP	Brasopolis, Brésil
BSCB	-20.9990	-44.7640	BLSP	Bom Sucesso, Brésil
CACB	-21.6802	-46.7326	BLSP	Caconde, Brésil
CAMB	-21.7840	-41.4290	BLSP	Campos, Brésil
CANB	-22.9681	-50.3779	BLSP	Canoas, Brésil
CAPB	-22.8125	-51.0155	BLSP	Capivara, Brésil
CDCB	-20.2365	-44.7182	BLSP	Carmo do Cajuru, Brésil
CHAS	-21.9600	-67.8500	APVC	
CHIT	-20.0755	-66.8851	BANJO	
CHUQ	-17.9466	-67.8161	BANJO	
CMLA	37.7637	-25.5243	IRIS-IDA	Cha de Macela, Açores
COLL	-16.9221	-68.3147	BANJO	
COLO	-19.0001	-62.0049	BANJO	
CPUP	-26.3306	-57.3309	GTSN	Villa Florida, Paraguay
CRIS	-19.3747	-65.9295	BANJO	
CRUZ	-19.1034	-66.2212	BANJO	
DBIG	6.6702	-4.8566	GTSN	Dimbokro, Côte d'Ivoire
DOOR	-19.3535	-67.2221	BANJO	
DWPF	28.1102	-81.4327	USGS	Preserve, Floride, USA
EFII	-51.6753	-58.0637	IRIS-IDA	Mont Kent, est des îles Falkland
FRMB	-20.4876	-45.6389	BLSP	Formiga, Brésil
FURB	-20.6782	-46.2779	BLSP	Furnas, Brésil
FURI	8.9030	38.6880	USGS	Mont Furi, Ethiopie
GUAC	-22.5300	-67.4900	APVC	
HIZO	-19.6064	-68.3233	BANJO	
HOPE	-54.2836	-36.4879	IRIS-IDA	Cap de Bonne Espérance
IBIB	-21.7772	-48.8139	BLSP	Ibitinga, Brésil
IGAB	-23.2530	-46.1170	BLSP	Igarata, Brésil
ITIT	-20.2537	-63.1617	BANJO	
JFOB	-21.7280	-43.3260	BLSP	Juiz da Fora, Brésil
JFOO	-21.7278	-43.3258	BLSP	Juiz da Fora, Brésil
JTSS	10.2908	-84.9525	IRIS-IDA	Las Juntas de Abangares, Costa Rica
KOGG	5.2070	-52.7320	Géoscope	Kourou, Guyane
KOWA	14.4865	-4.0137	USGS	Kowa, Mali
LAJO	-17.7776	-67.4777	BANJO	
LBTB	-25.0151	25.5967	GTSN	Lobatse, Botswana
LCOL	-22.2800	-67.6500	APVC	
LCOO	-29.0111	-70.7010		
LIRI	-19.8506	-68.8462	BANJO	
LPAZ	-16.2879	-68.1307	GTSN	La Paz, Bolivie
LSZZ	-15.2766	28.1882	USGS	Lusaka, Zambie
LVCC	-22.6128	-68.9113	USGS	Limon Verde, Chili

Annexe 2 – Liste des stations sismologiques utilisées pour la tomographie

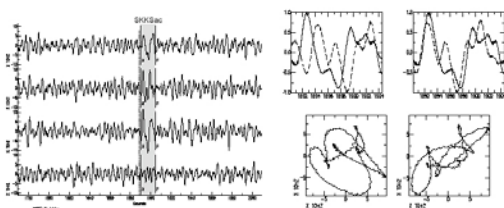
MBOO	14.3910	-16.9550	Géoscope	M'Bour, Sénégal
NATB	-21.0550	-42.0040	BLSP	Natividade, Brésil
NAVB	-21.4336	-54.1842	BLSP	Nova Alvorada, Brésil
NNAA	-11.9873	-76.8422	IRIS-IDA	Nana, Pérou
OLIB	-20.8793	-48.9306	BLSP	Olimpia, Brésil
OLLA	-21.3200	-68.0400	APVC	
OTAV	0.2376	-78.4508	USGS	Otavaio, Equateur
PACH	-19.8680	-69.4157	BANJO	
PARB	-23.1000	-45.6217	BLSP	Paraibuna, Brésil
PAYG	-0.6742	-90.2858	USGS	Puerto Ayora, Galapagos
PELL	-33.1460	-70.6750	Géoscope	Peldehue, Chili
PICH	-19.8106	-63.7239	BANJO	
PLCA	-40.7328	-70.5508	GTSN	Paso Flores, Argentine
PMSA	-64.7747	-64.0480	USGS	Palmer Station, Antarctique
PNEG	-22.3900	-67.1300	APVC	
POOP	-18.3880	-67.0172	BANJO	
POPB	-22.4564	-52.8367	BLSP	Primavera, Brésil
PPDB	-22.0326	-51.3136	BLSP	Pres. Prudente, Brésil
PTGA	-0.7308	-59.9666	USGS	Pitinga, Brésil
PTMB	-21.4630	-57.4756	BLSP	Porto Murinho, Brésil
RAUL	-19.2998	-60.7064	BANJO	
RCBR	-5.8275	-35.9014	USGS	Riachuelo, Brésil
RIFB	-20.0737	-47.5019	BLSP	Rifaina, Brésil
ROSL	-19.4852	-64.1802	BANJO	
RPNN	-27.1267	-109.3344	IRIS-IDA	Rapanui, Ile de Pâques, Chili
SACV	14.9702	-23.6085	USGS	Ile Santiago, Iles du Cap Vert
SALI	-19.6201	-67.7245	BANJO	
SCHO	-19.1479	-64.6446	BANJO	
SDVV	8.8790	-70.6330	USGS	Santo Domingo, Venezuela
SHEL	-15.9588	-5.7457	IRIS-IDA	Horse Pasture, Ile Ste Hélène
SICA	-17.2924	-67.7490	BANJO	
SJGG	18.1117	-66.1500	USGS	San Juan, Puerto Rico
SLRR	-25.7349	28.2816	DW	Silverton, Afrique du Sud
SONI	-21.9500	-67.3500	APVC	
SURR	-32.3797	20.8117	IRIS-IDA	Sutherland, Afrique du Sud
TACA	-18.8279	-66.7331	BANJO	
TAMM	22.7910	5.5270	Géoscope	Tamanrasset, Algérie
TBTT	28.6794	-17.9145	USGS	Taburiente, Iles Canaries, Espagne
TEIG	20.2264	-88.2766	USGS	Tepich, Yucatan, Mexique
TRIB	-20.6724	-51.3260	BLSP	Tres Irmãos, Brésil
TRRB	-22.1541	-43.1955	BLSP	Tres Rios, Brésil
TSUM	-19.2022	17.5838	USGS	Tsumeb, Namibie
UNMM	19.3290	-99.1780		
UYUN	-20.4600	-66.7500	BANJO	
VABB	-23.0022	-46.9658	BLSP	Valinhos, Brésil
YUNZ	-19.1581	-65.0700	BANJO	
ZOBO	-16.2700	-68.1250	AS	Zongo Valley, Bolivie

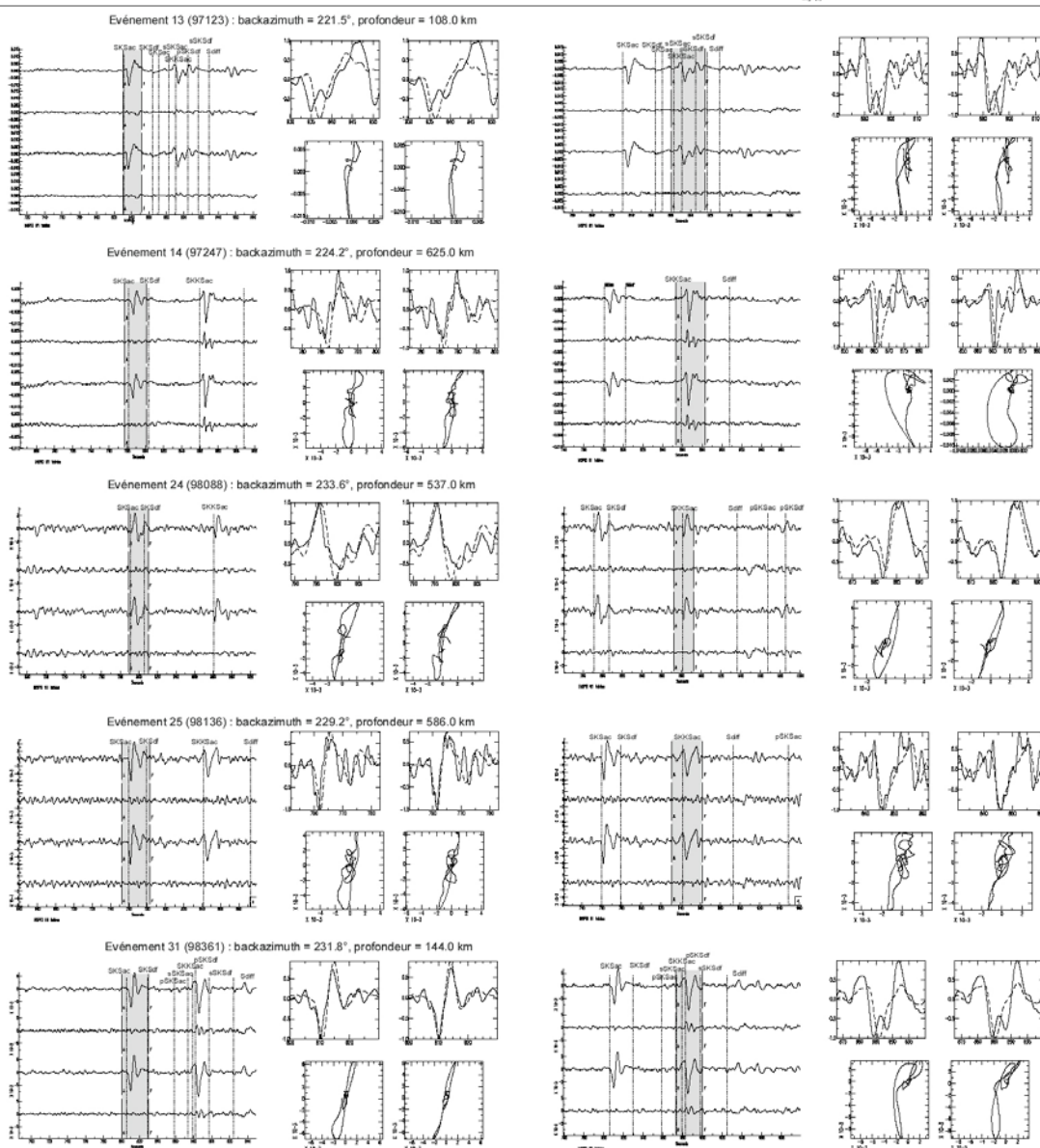
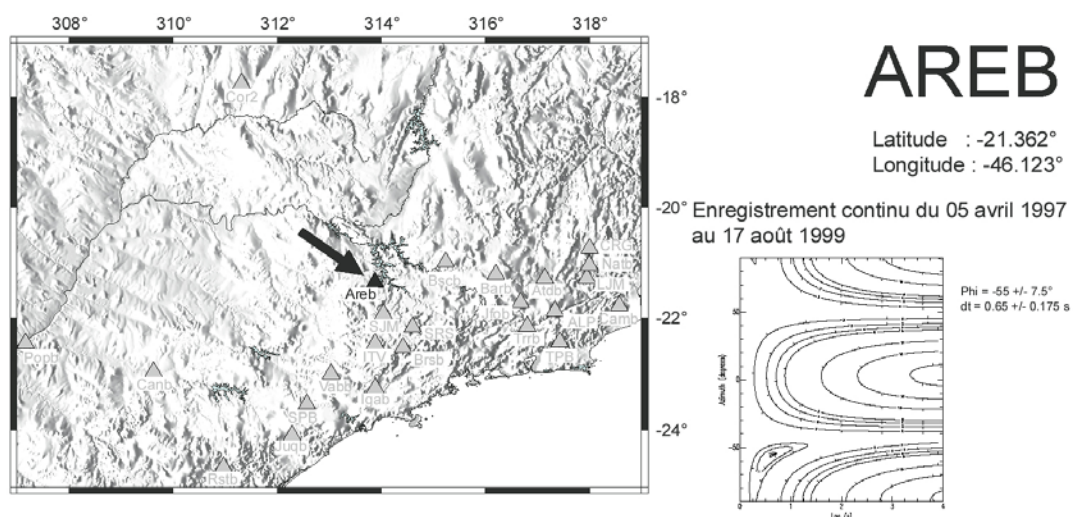


Événement 39 (99103) : backazimuth = 229.4°, profondeur = 164.0 km



Événement 56 (99345) : backazimuth = 107.0°, profondeur = 33.0 km





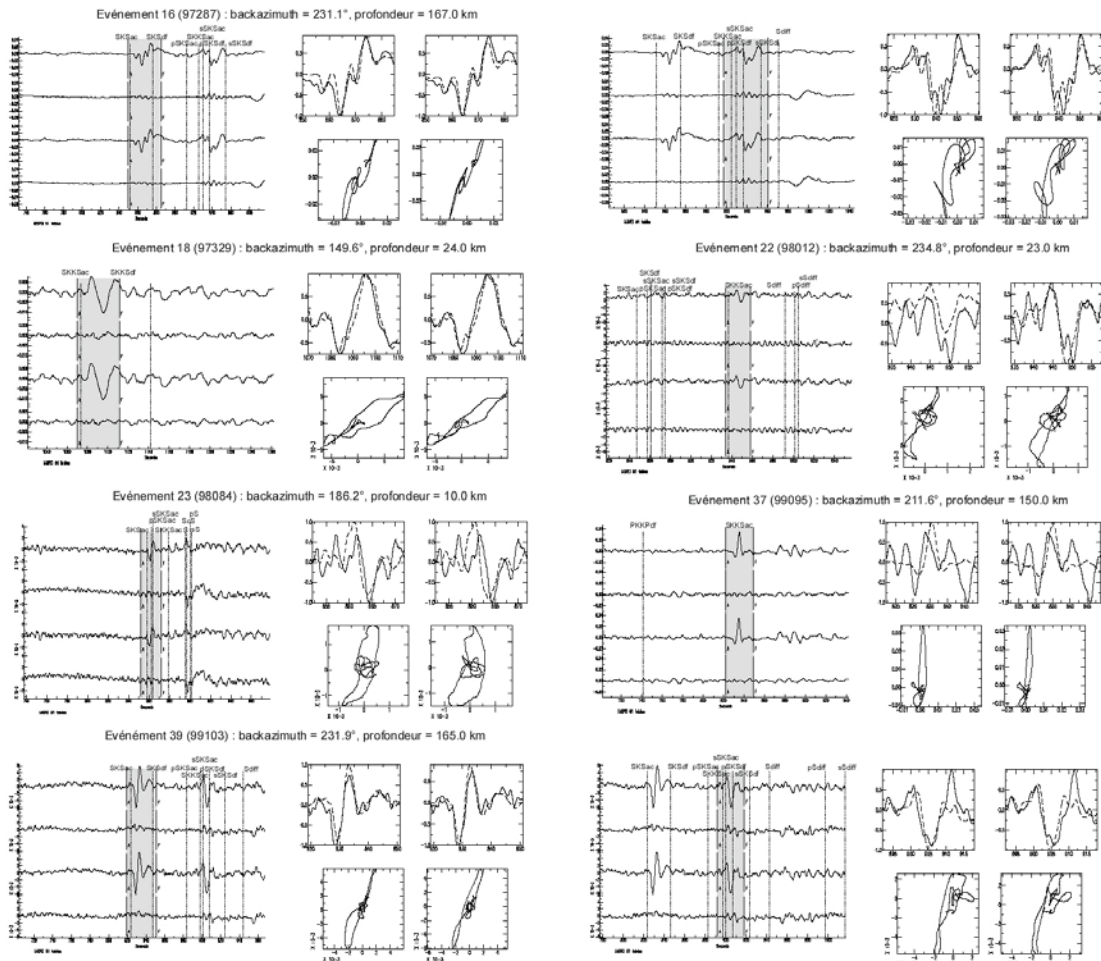
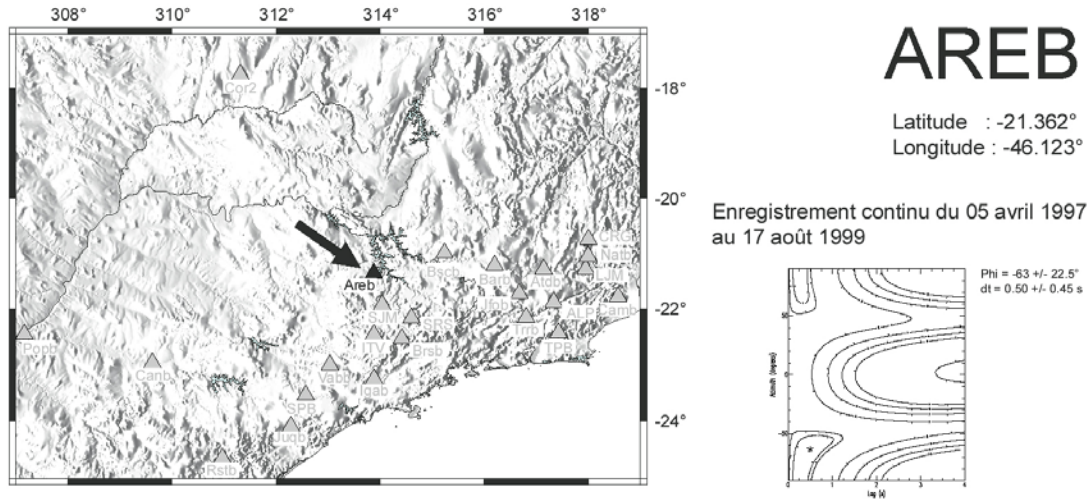
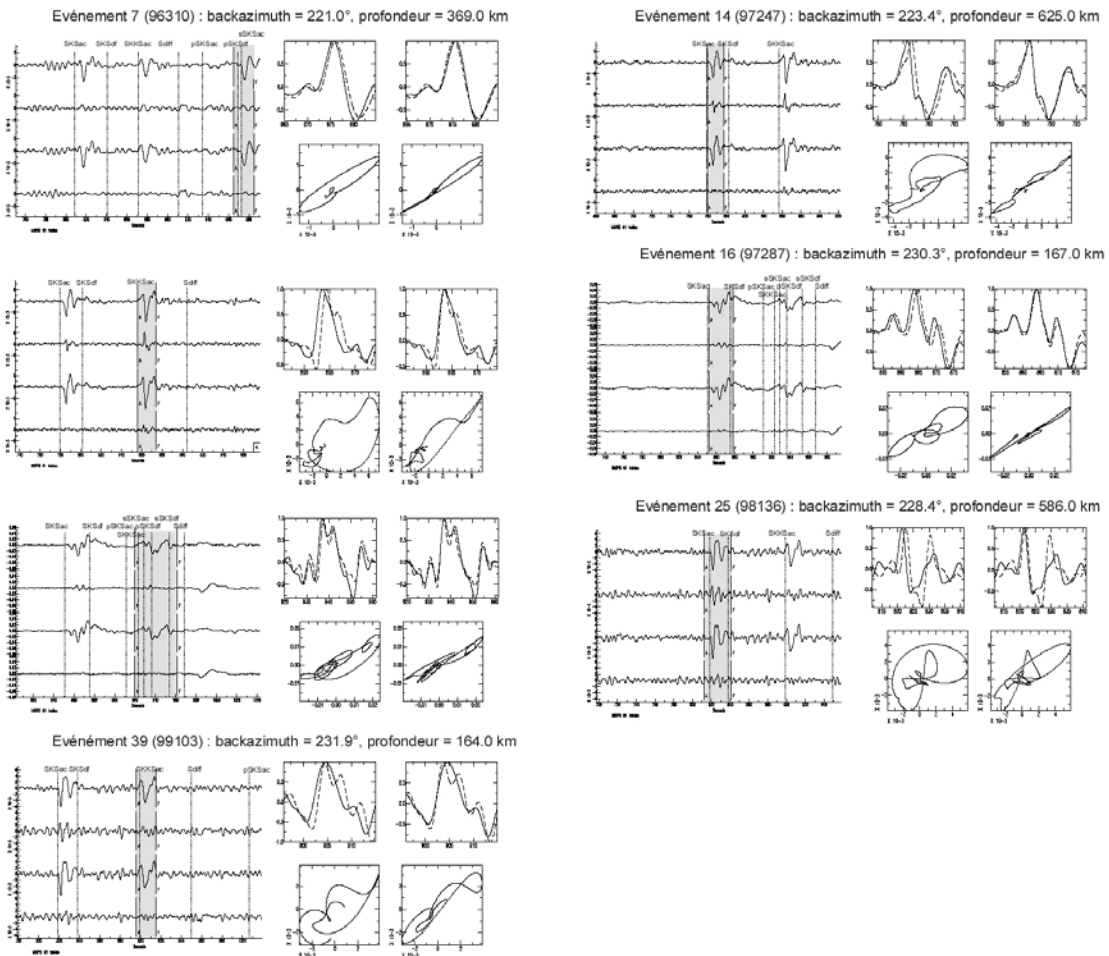
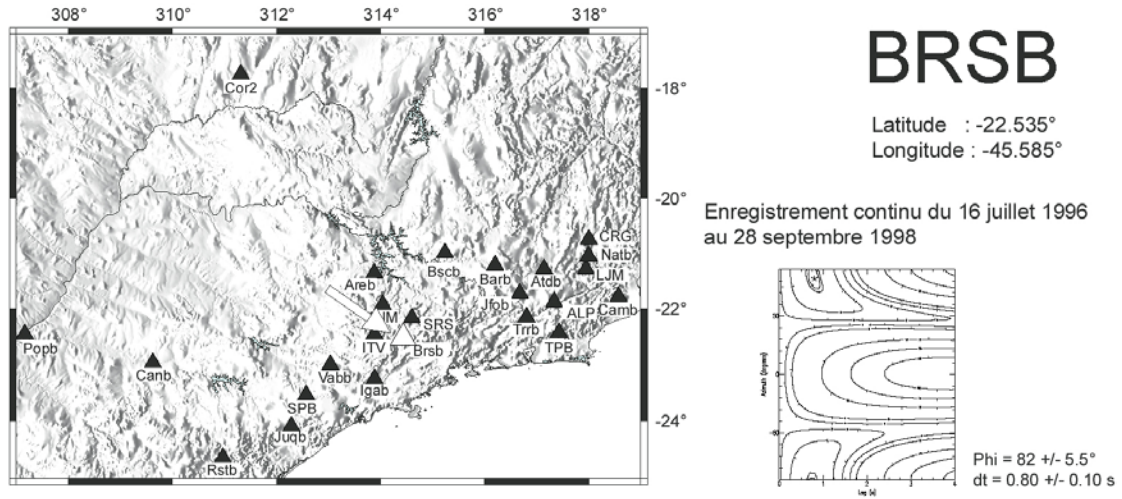
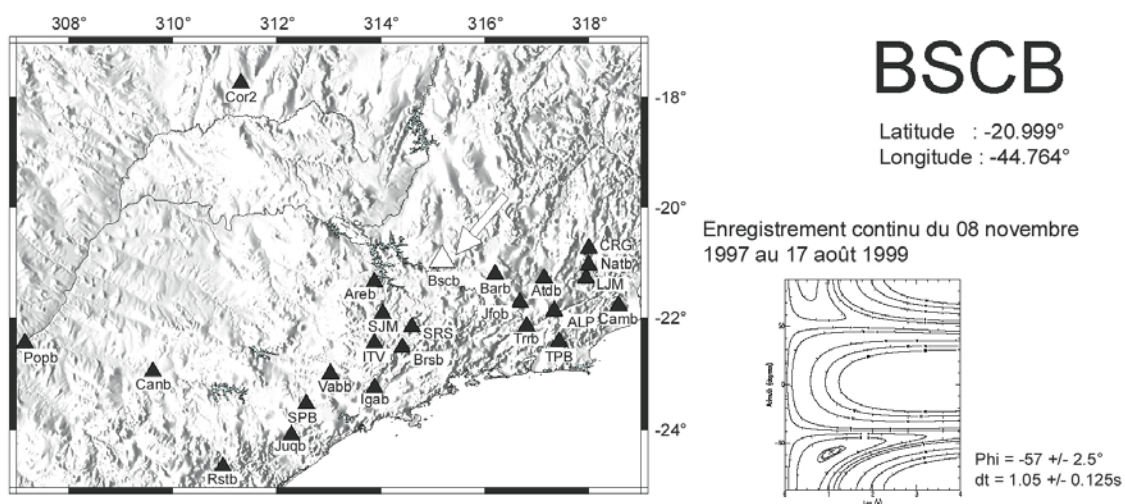
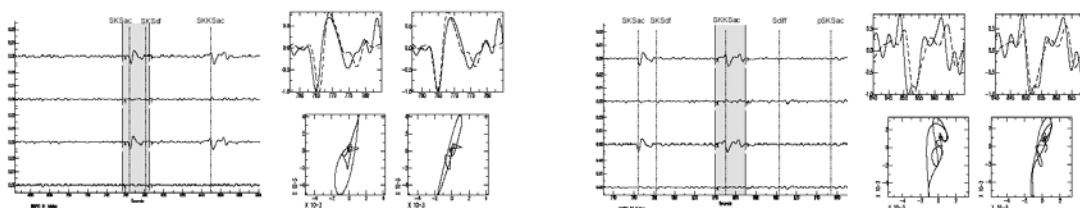


Figure 1 consists of two main panels. The left panel displays four time series (a, b, c, d) from 1982 to 1998. The y-axis for these series ranges from -1.0 to 1.0. The x-axis is labeled with years from 1982 to 1998. The right panel displays four panels (a, b, c, d) of the same components. Panels (a) and (b) show time series from 1982 to 1998, with the y-axis ranging from -1.0 to 1.0. Panels (c) and (d) show contour plots of the components, with the x-axis ranging from -1.0 to 1.0 and the y-axis ranging from -1.0 to 1.0.

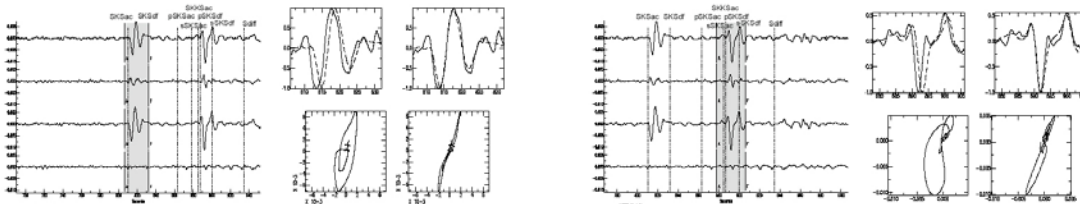




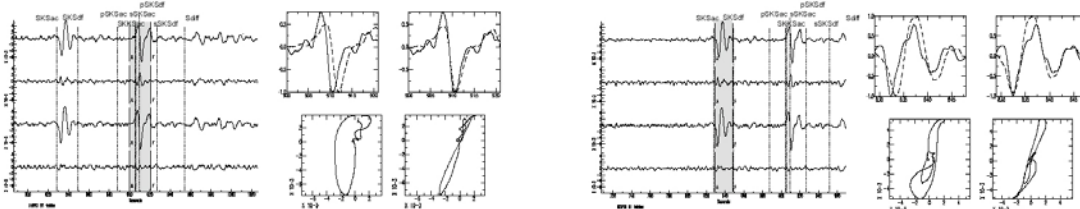
Événement 25 (98136) : backazimuth = 228.4°, profondeur = 586.0 km

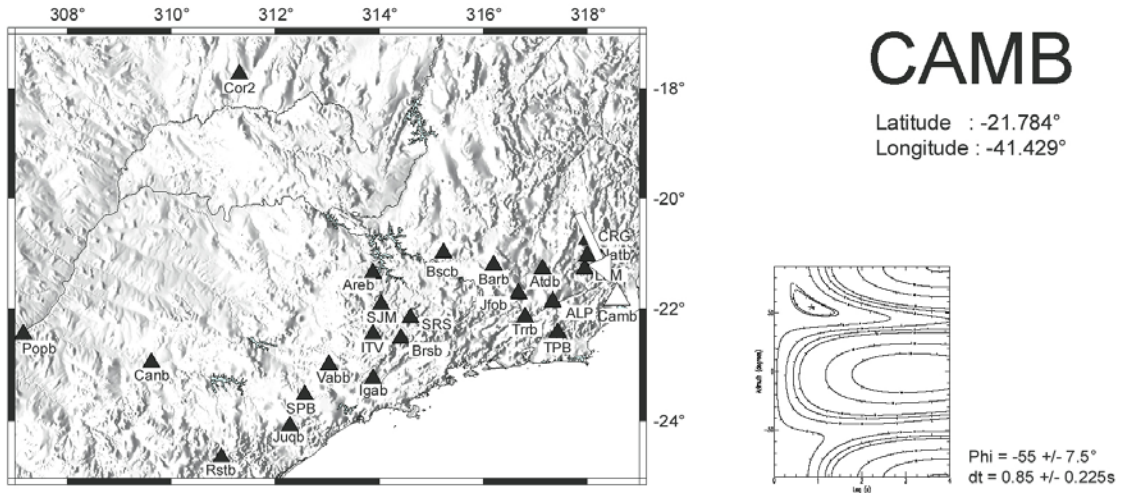


Événement 31 (98361) : backazimuth = 231.0°, profondeur = 144.0 km

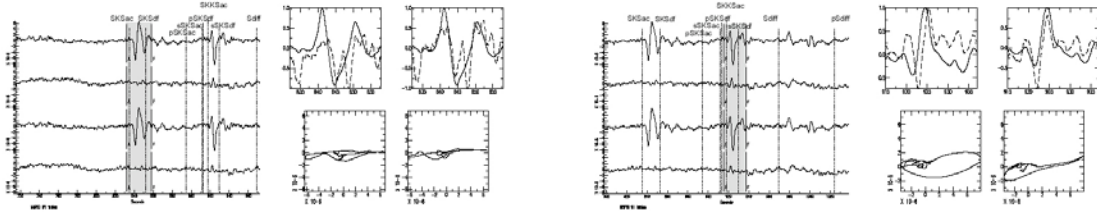


Événement 39 (99103) : backazimuth = 231.2°, profondeur = 165.0 km

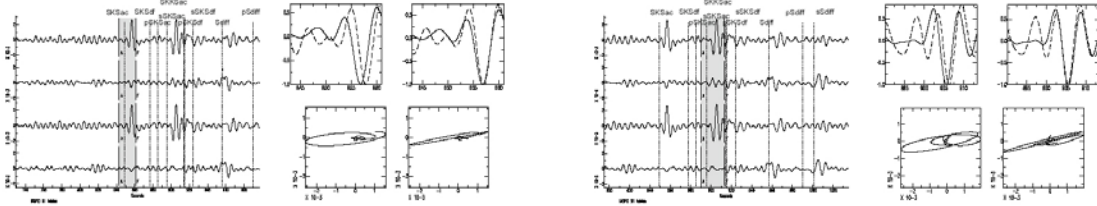




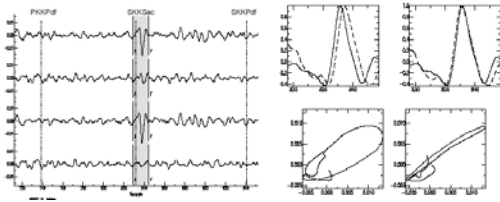
Événement 39 (99103) : backazimuth = 228.6°, profondeur = 165.0 km

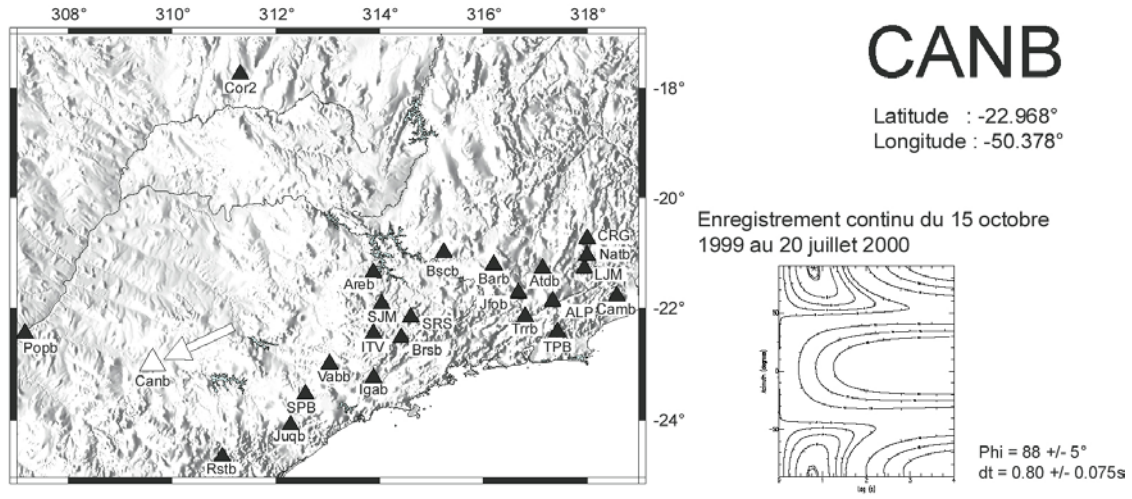


Événement 40 (99110) : backazimuth = 218.5°, profondeur = 96.0 km

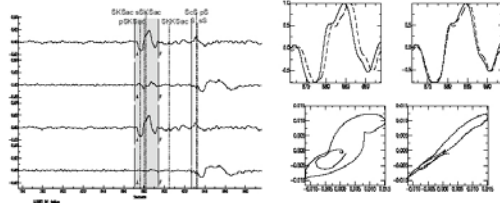


Événement 42 (99130) : backazimuth = 205.7°, profondeur = 138.0 km

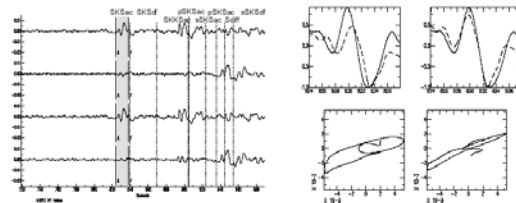




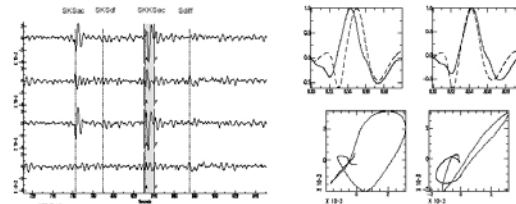
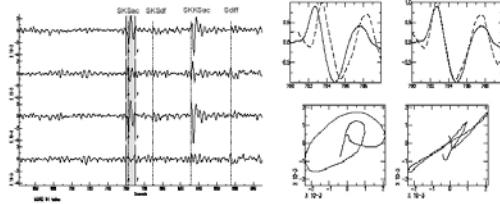
Événement 52 (99316) : backazimuth = 49.5°, profondeur = 10.0 km



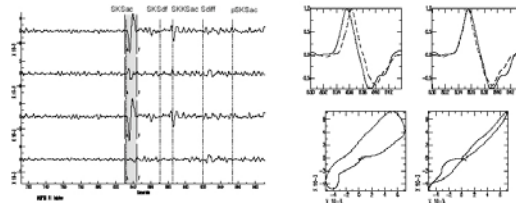
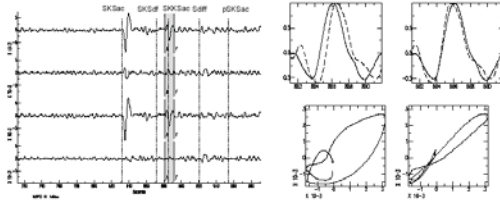
Événement 58 (00008) : backazimuth = 239.2°, profondeur = 183.0 km

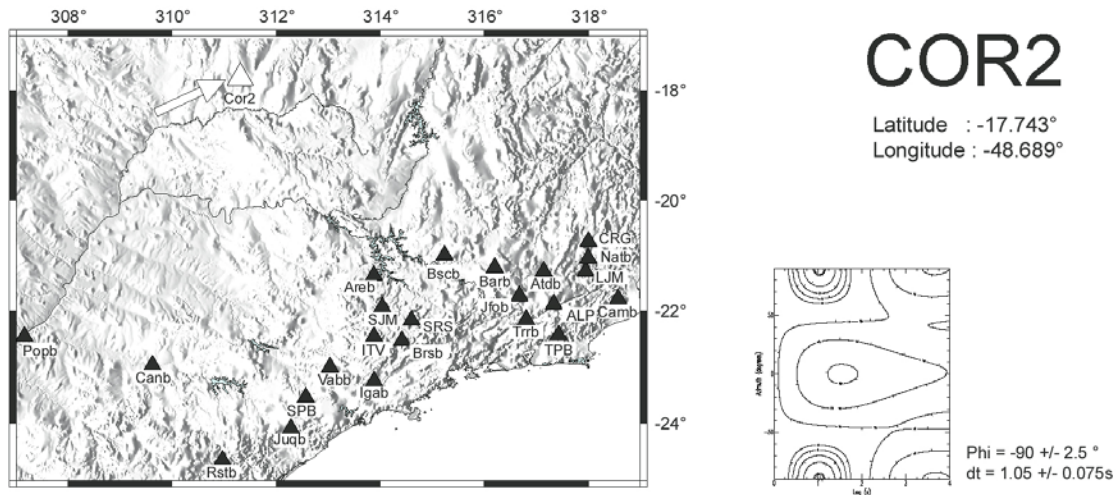


Événement 63 (00166) : backazimuth = 227.1°, profondeur = 605.0 km

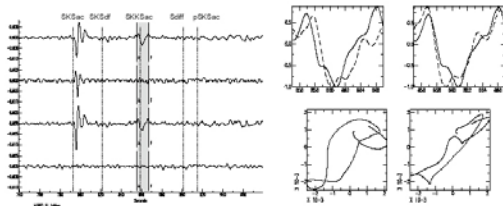


Événement 65 (00228) : backazimuth = 223.5°, profondeur = 358.0 km

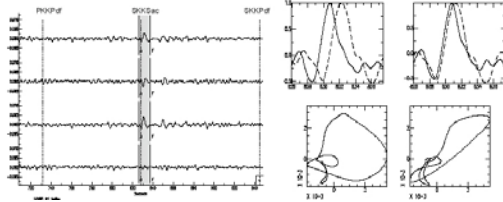




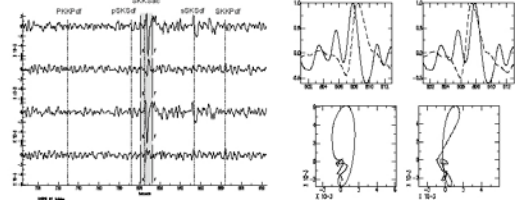
Evénement 65 (00228) : backazimuth = 223.8°, profondeur = 358.0 km

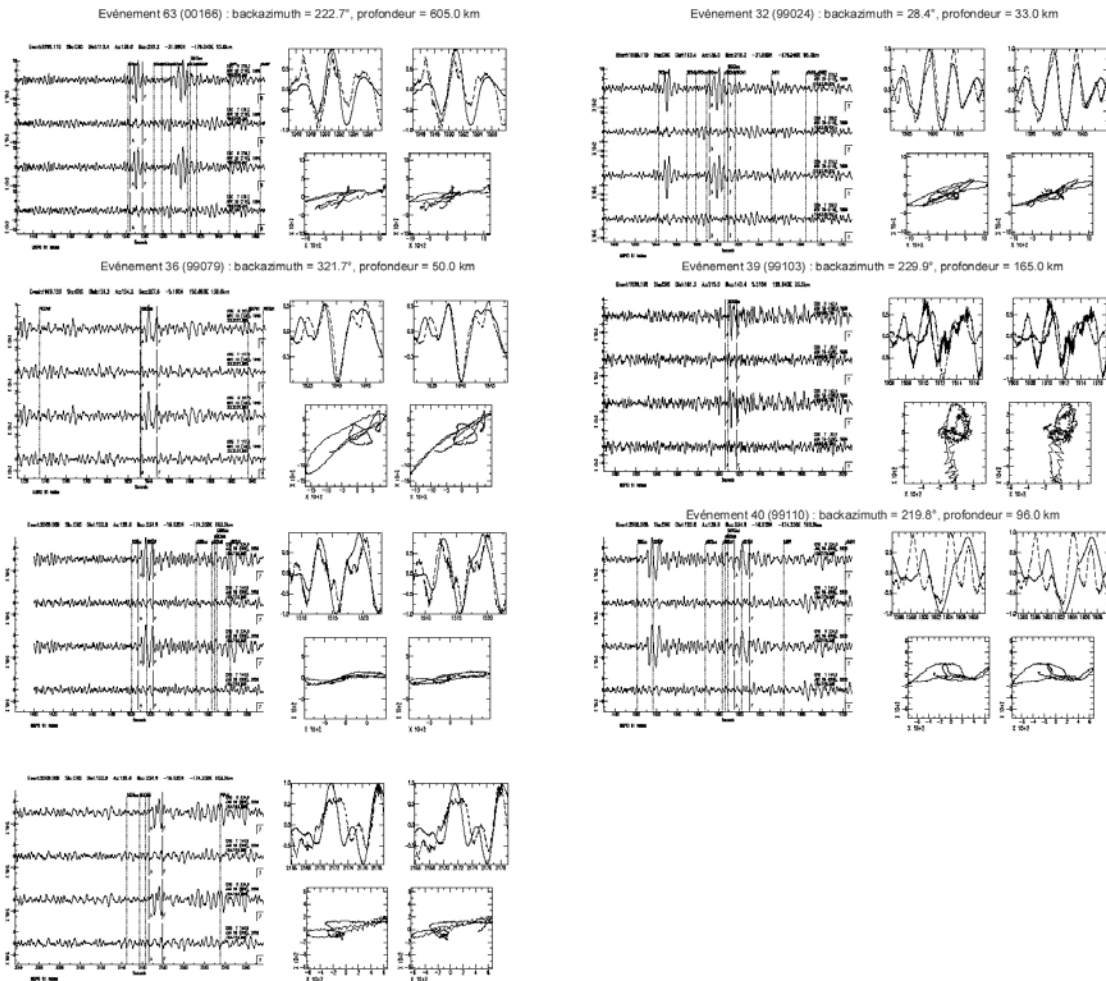
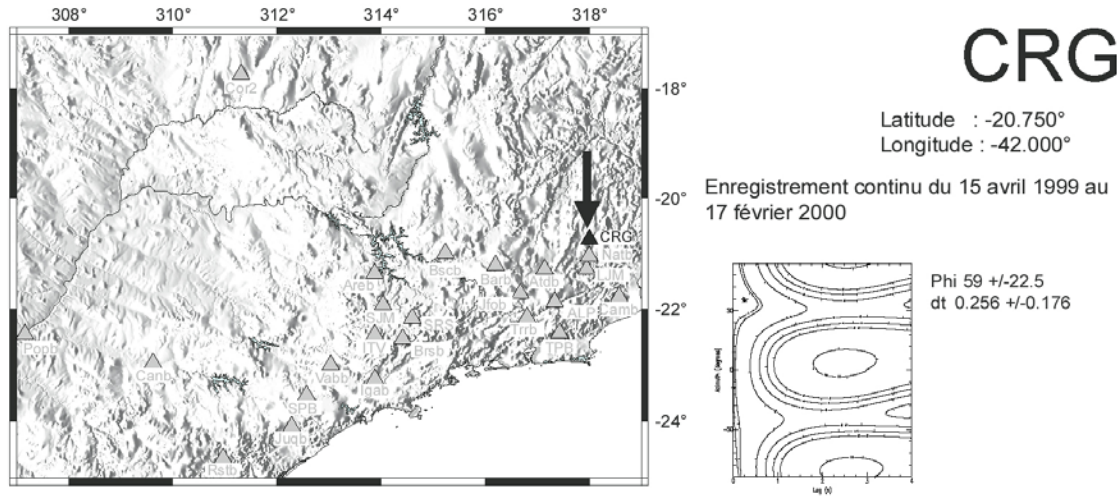


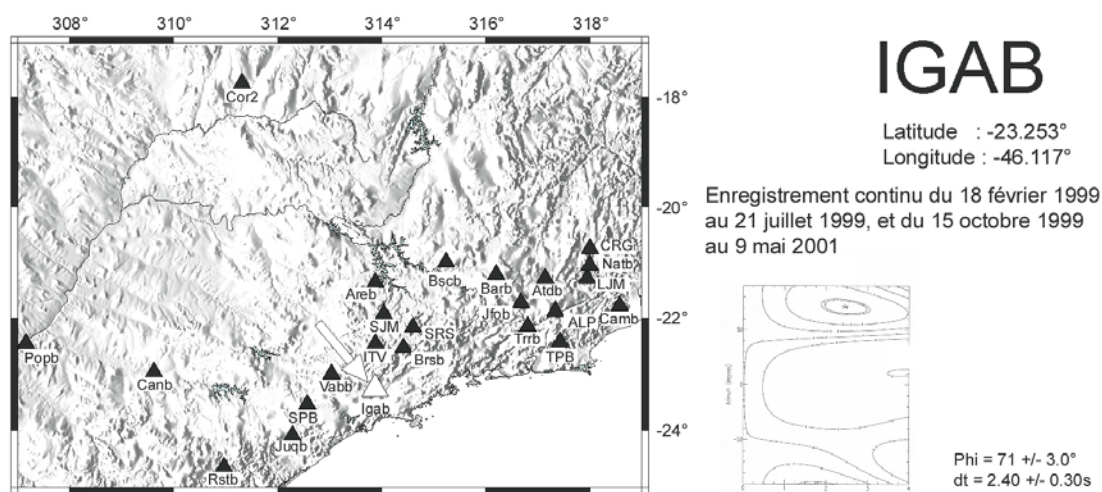
Evénement 00341 : backazimuth = 226.2°, profondeur = 31.0 km



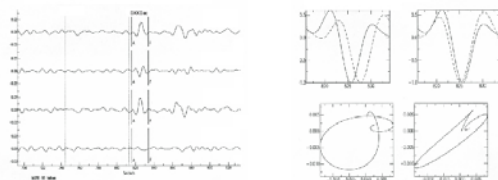
Evénement 64 (00220) : backazimuth = 161.8°, profondeur = 649.0 km



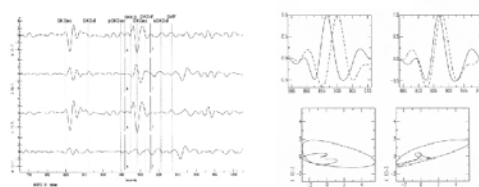




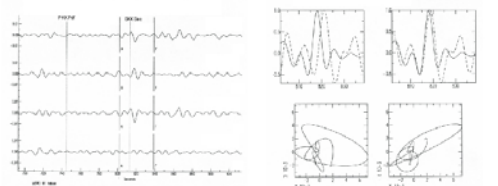
Événement 37 (99095) : backazimuth = 210.0° , profondeur = 150.0 km



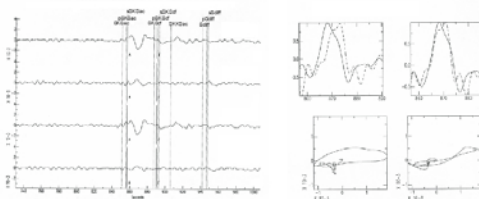
Événement 39 (99103) : backazimuth = 231.2° , profondeur = 165.0 km

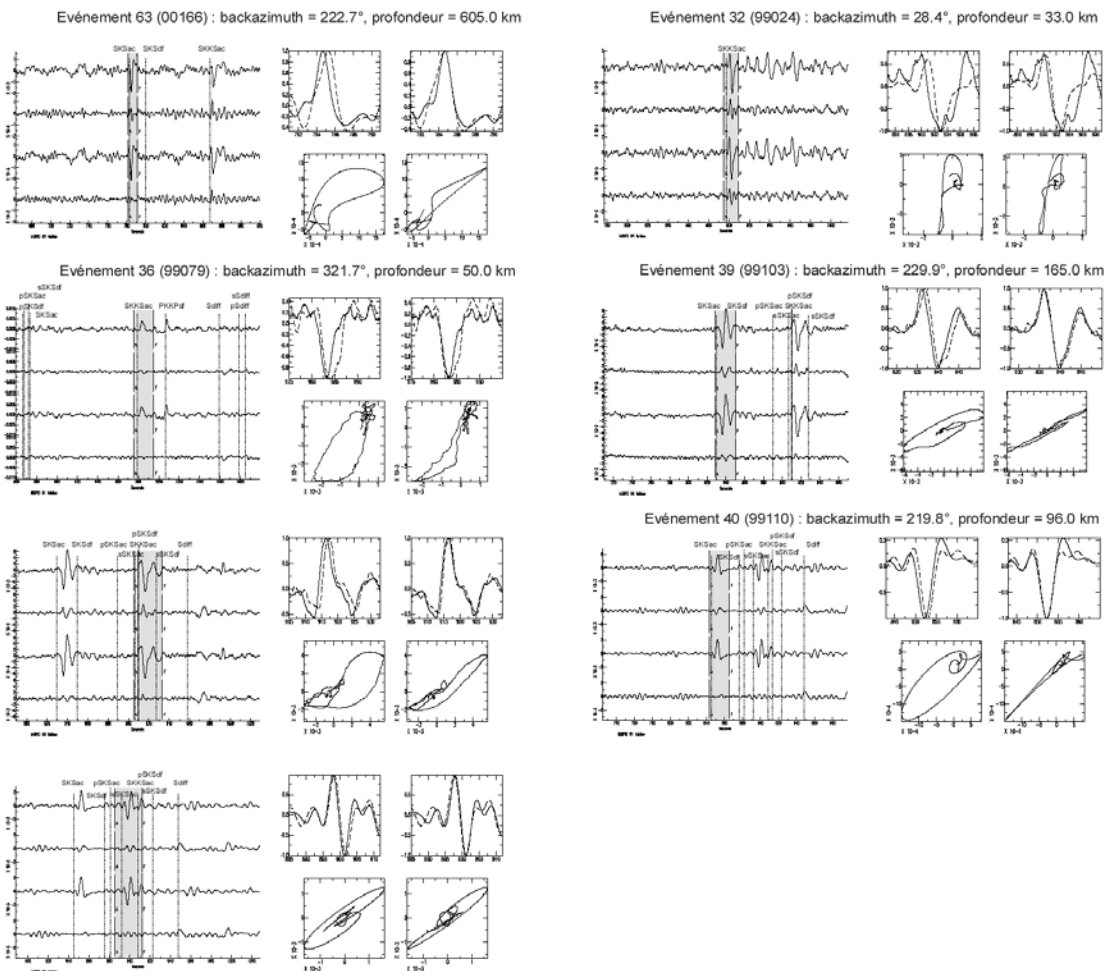
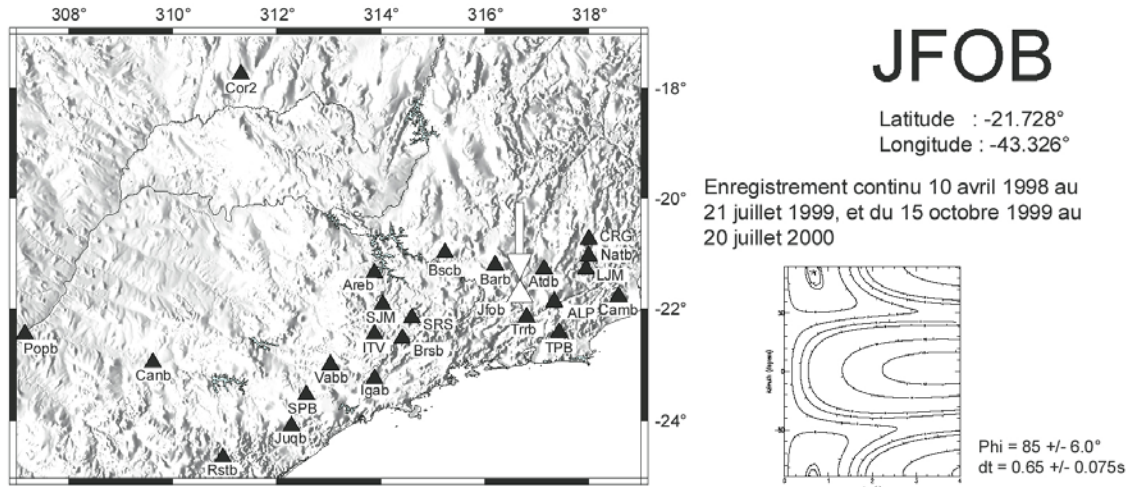


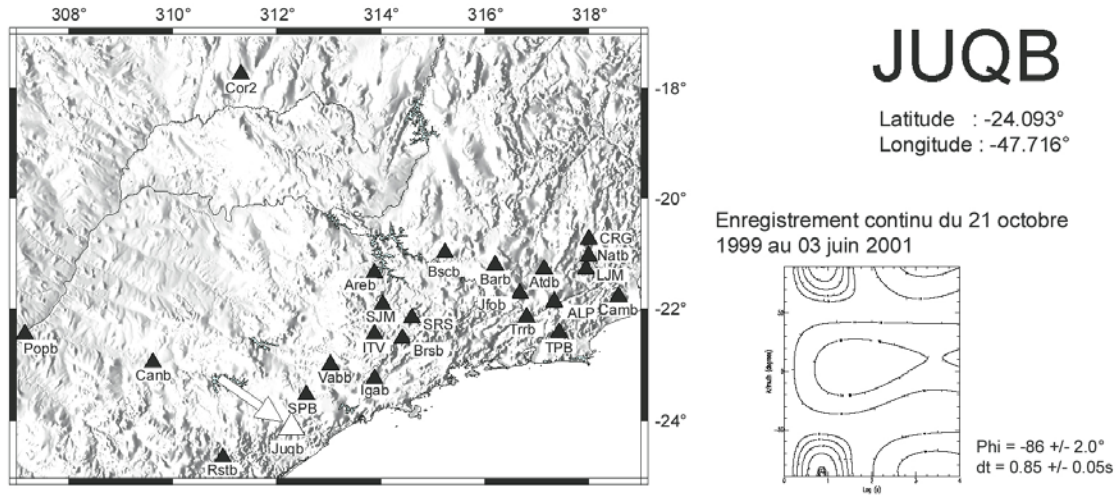
Événement 42 (99130) : backazimuth = 212.6° , profondeur = 138.0 km



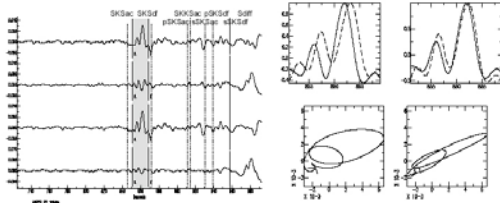
Événement 48 (99213) : backazimuth = 223.1° , profondeur = 10.0 km



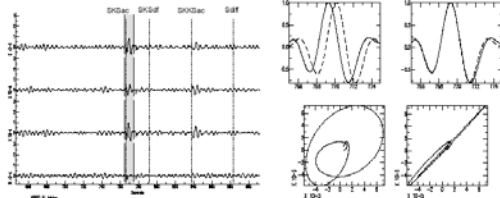




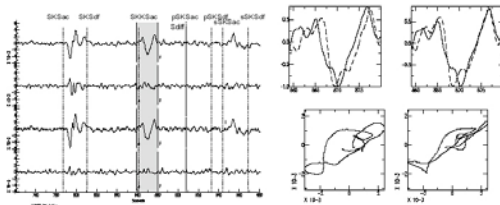
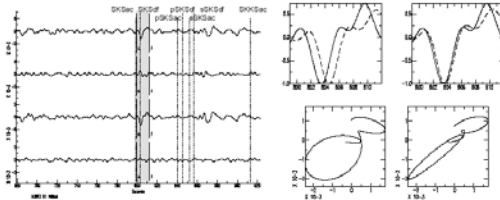
Événement 58 (00008) : backazimuth = 237.2°, profondeur = 183.0 km



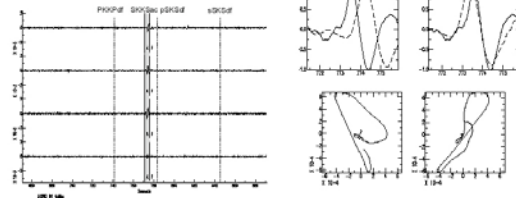
Événement 63 (00166) : backazimuth = 225.0°, profondeur = 605.0 km



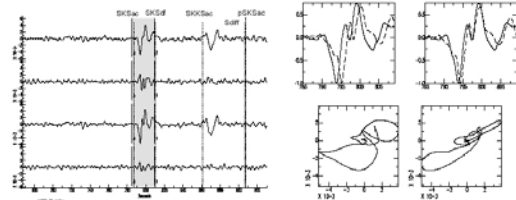
Événement 66 (01009) : backazimuth = 224.9°, profondeur = 111.0 km



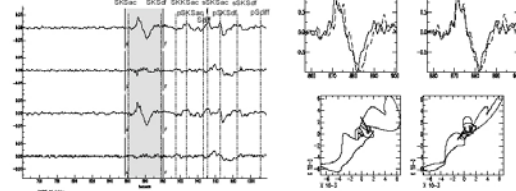
Événement 64 (00220) : backazimuth = 163.3°, profondeur = 649.0 km

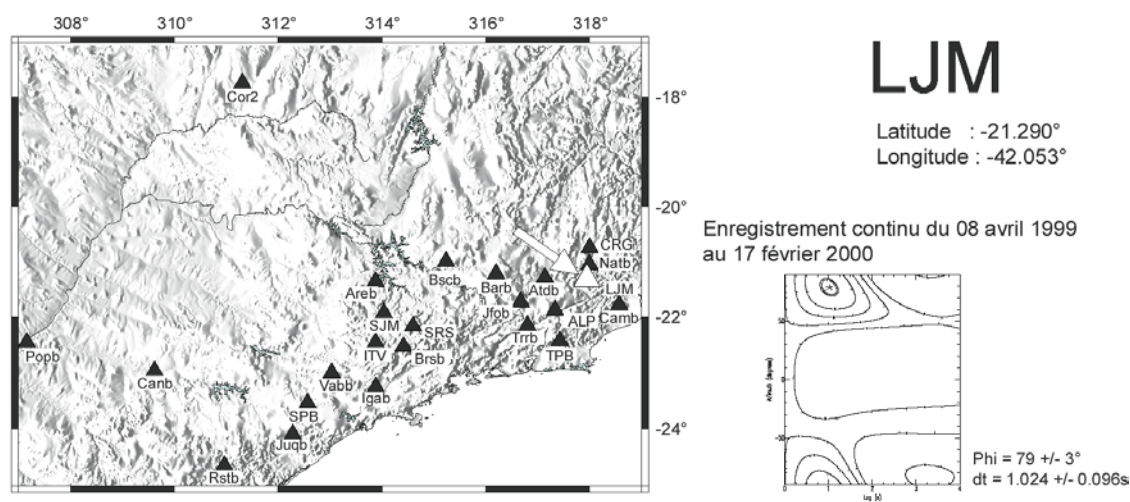


Événement 68 (01118) : backazimuth = 234.5°, profondeur = 352.0 km

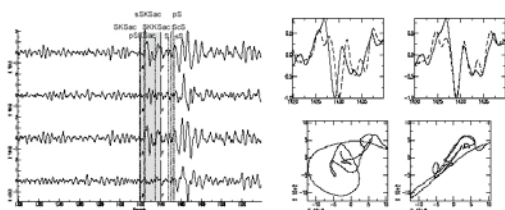


Événement 69 (01154) : backazimuth = 223.9°, profondeur = 185.0 km

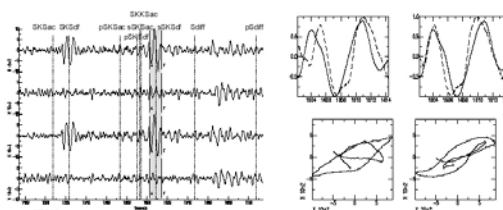




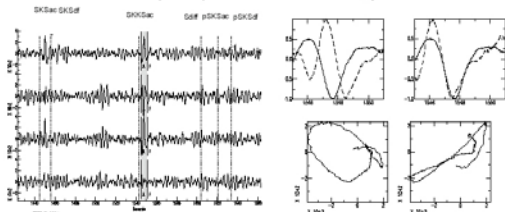
Événement 52 (99316) : backazimuth = 46.7°, profondeur = 10.0 km



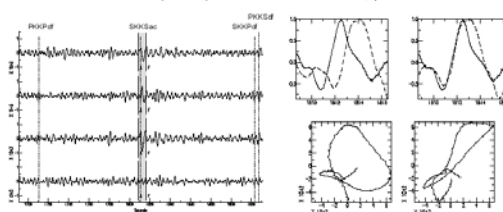
Événement 58 (00008) : backazimuth = 234.7°, profondeur = 183.0 km



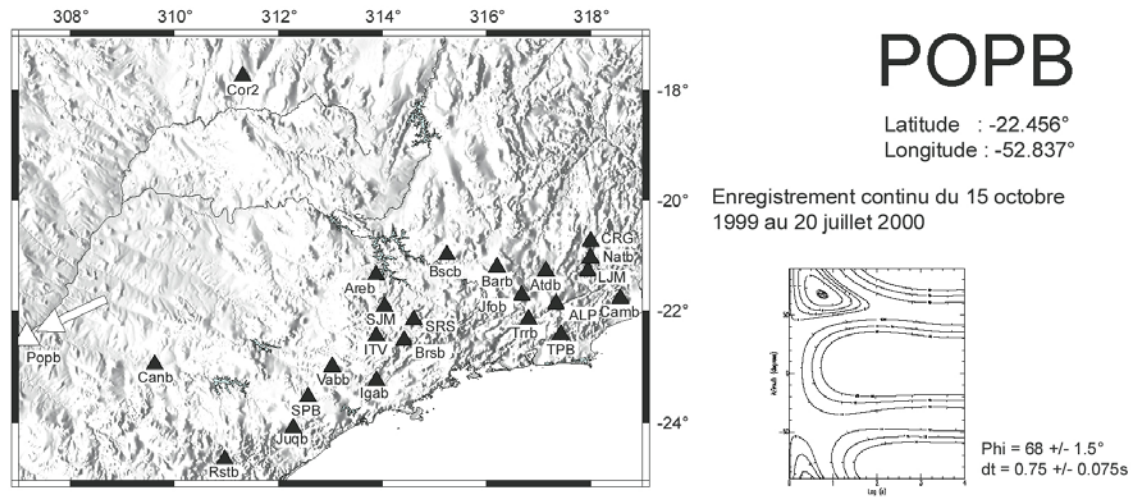
Événement 59 (00013) : backazimuth = 230.9°, profondeur = 535.0 km



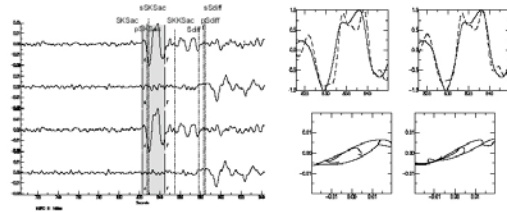
Événement 60 (00037) : backazimuth = 206.6°, profondeur = 33.0 km



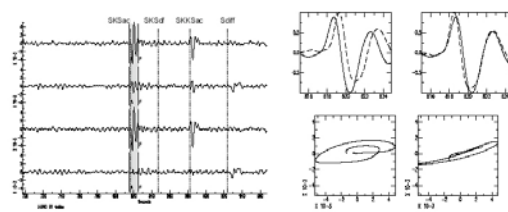




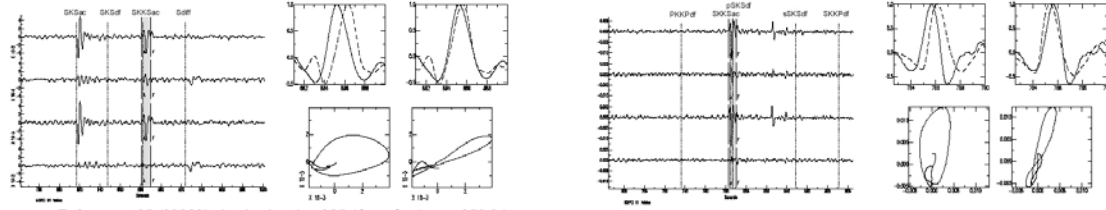
Événement 52 (99316) : backazimuth = 50.1°, profondeur = 10.0 km



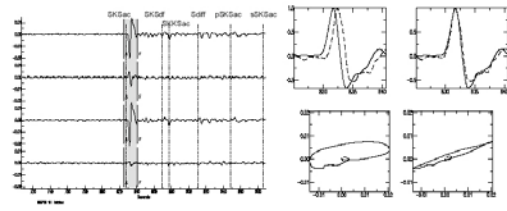
Événement 63 (00166) : backazimuth = 228.8°, profondeur = 605.0 km



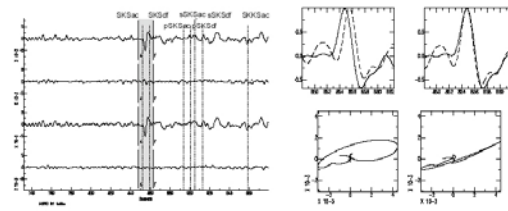
Événement 64 (00220) : backazimuth = 172.5°, profondeur = 649.0 km



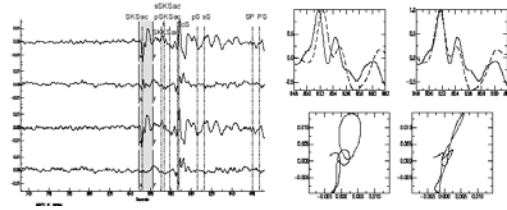
Événement 65 (00228) : backazimuth = 225.1°, profondeur = 358.0 km

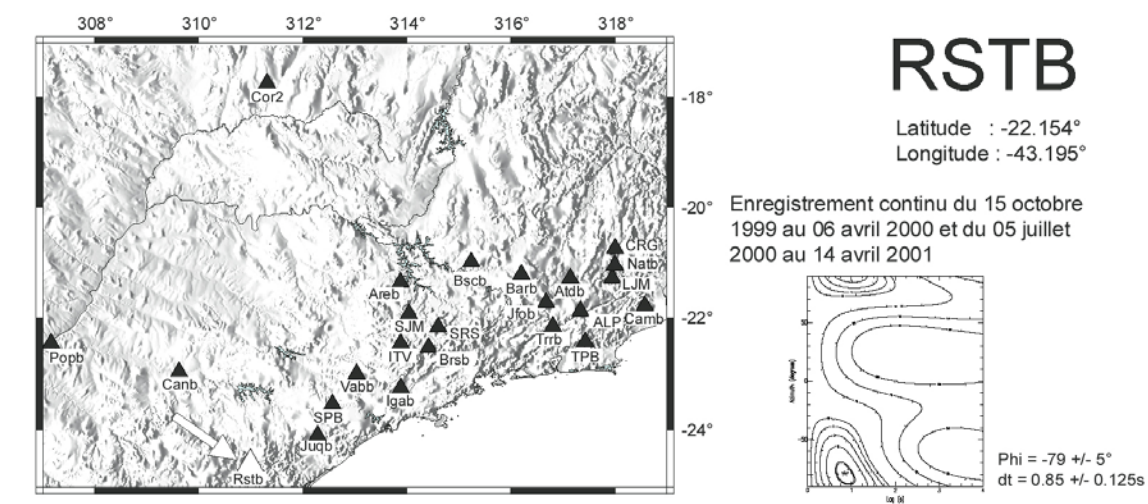


Événement 66 (01009) : backazimuth = 230.2°, profondeur = 111.0 km

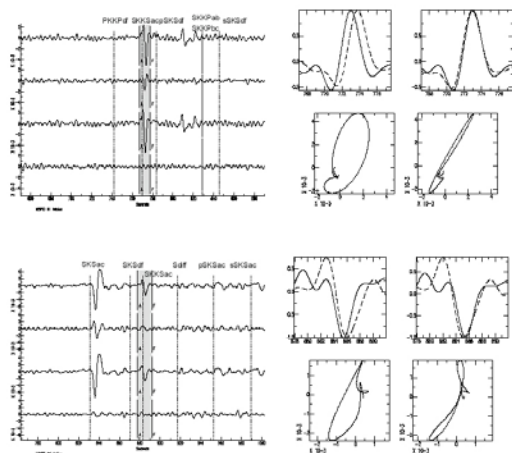


Événement 67 (01059) : backazimuth = 320.1°, profondeur = 52.0 km

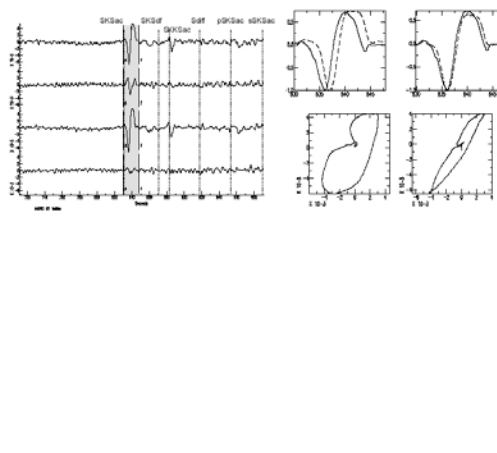


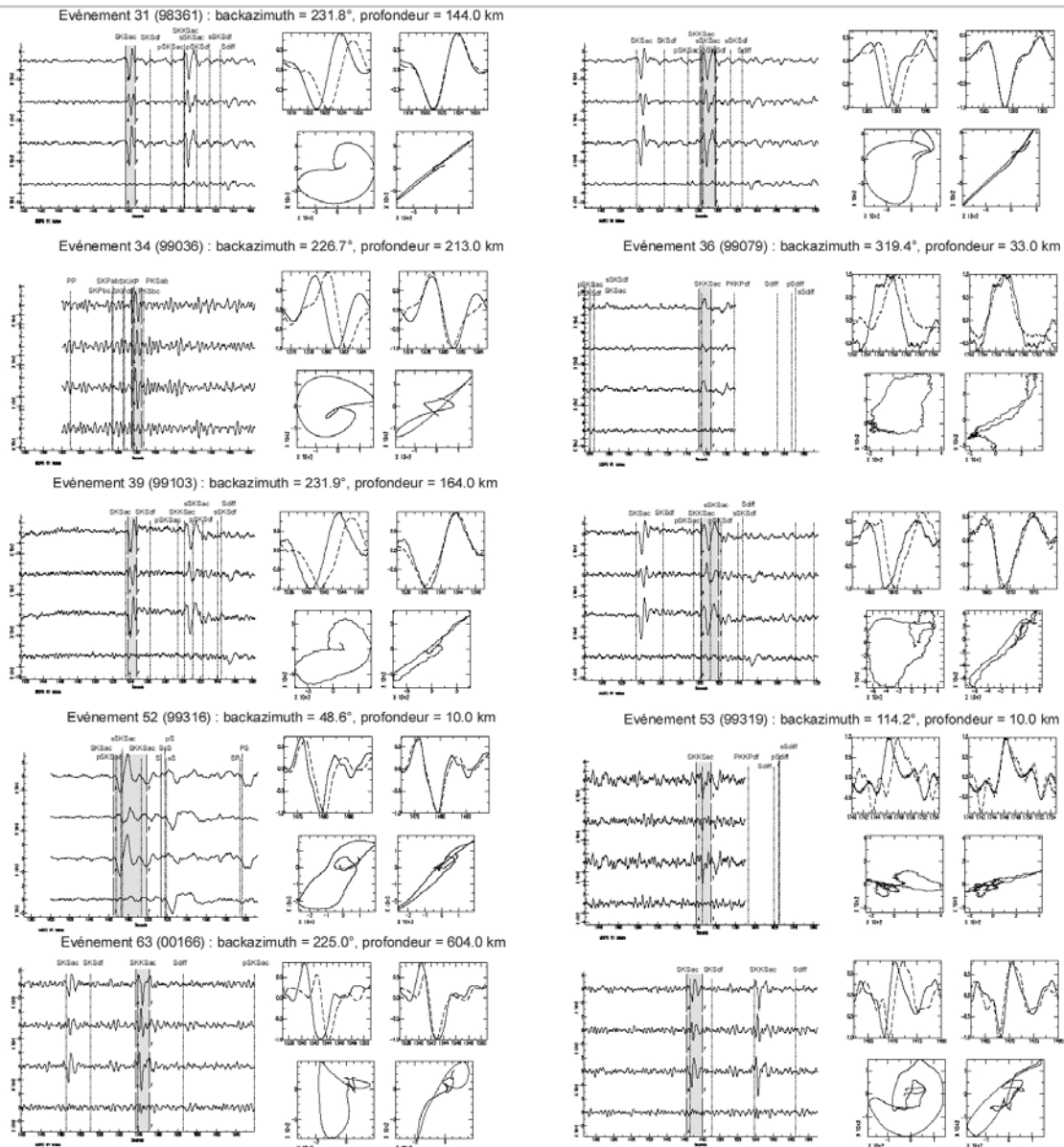
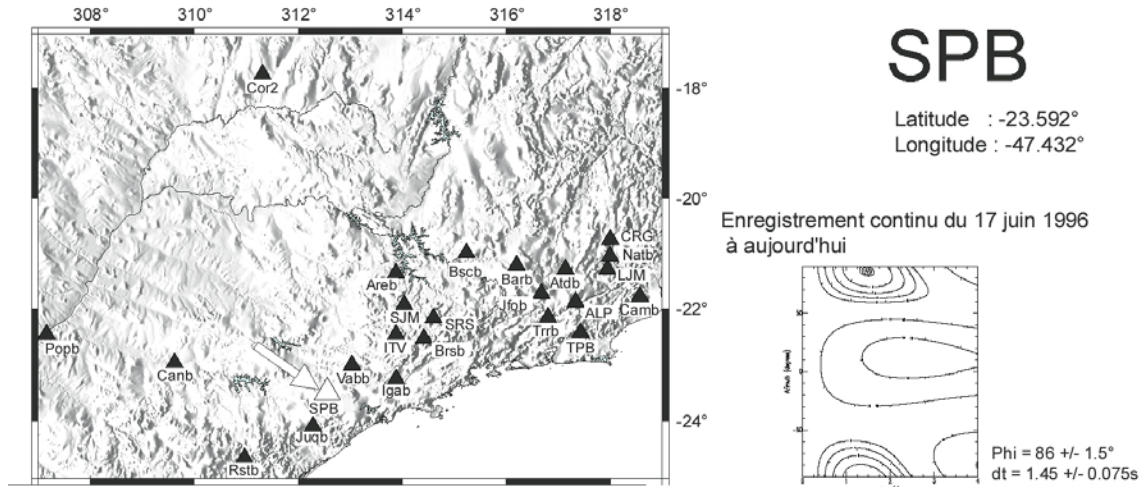


Événement 64 (00220) : backazimuth = 166.0°, profondeur = 649.0 km

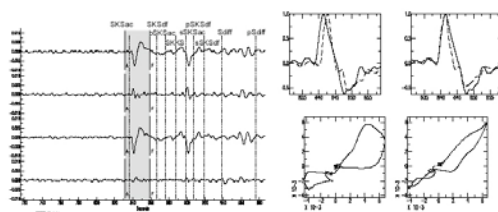
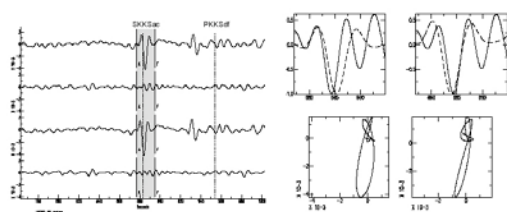


Événement 65 (00228) : backazimuth = 222.3°, profondeur = 358.0 km

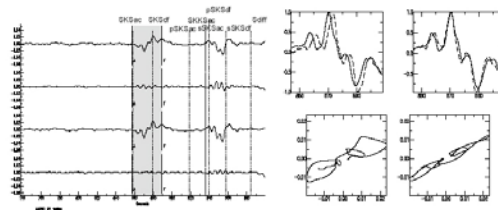
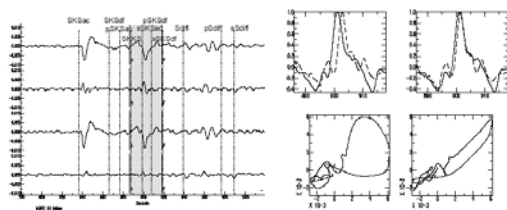




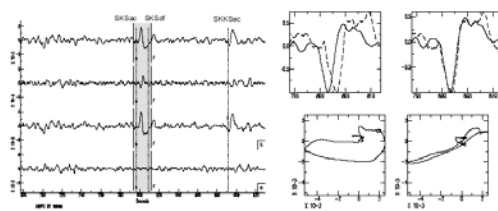
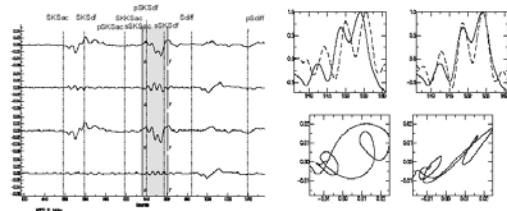
Evénement 13 (97123) : backazimuth = 219.4°, profondeur = 108.0 km



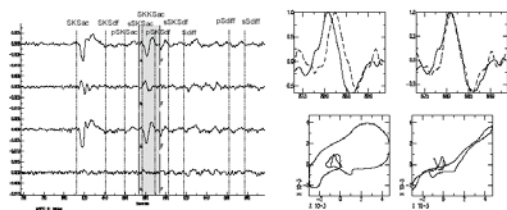
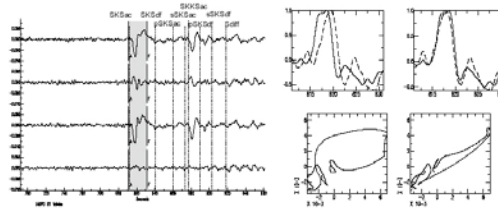
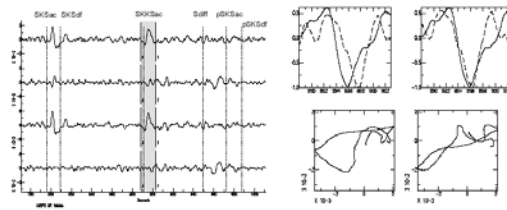
Evénement 16 (97287) : backazimuth = 228.9°, profondeur = 167.0 km

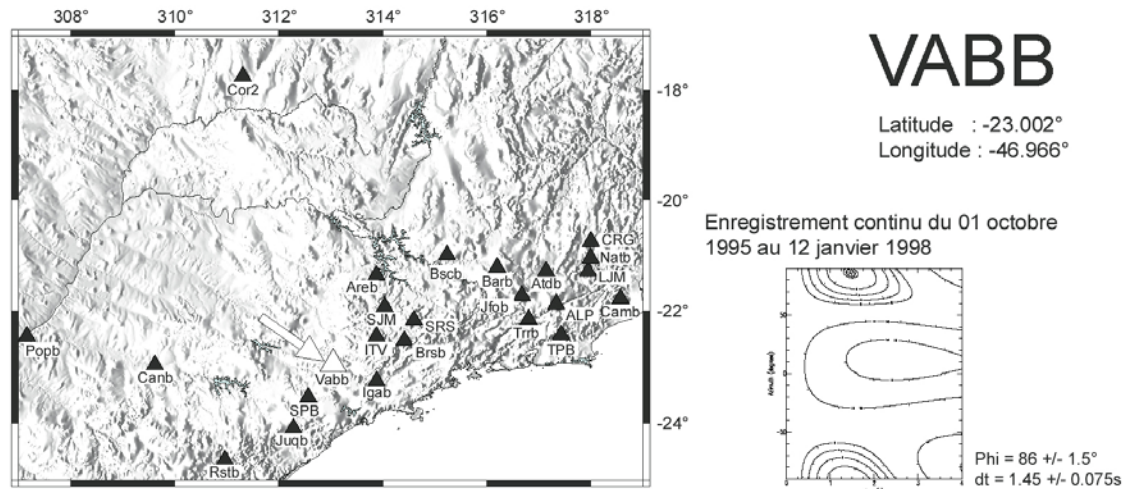


Evénement 24 (98088) : backazimuth = 231.2°, profondeur = 537.0 km

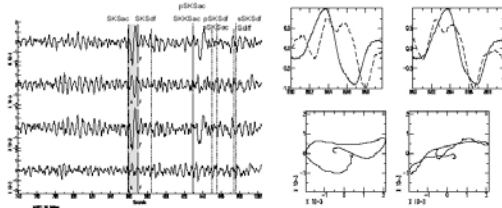


Evénement 27 (98190) : backazimuth = 220.7°, profondeur = 130.0 km

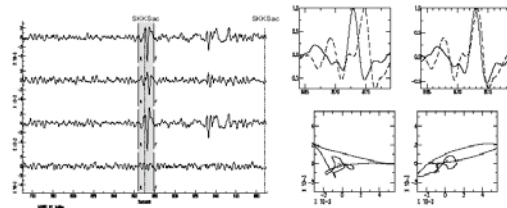




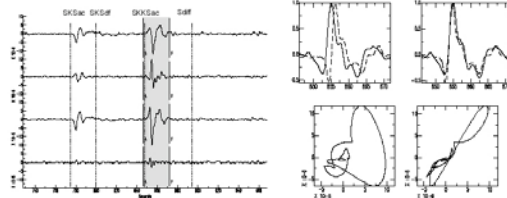
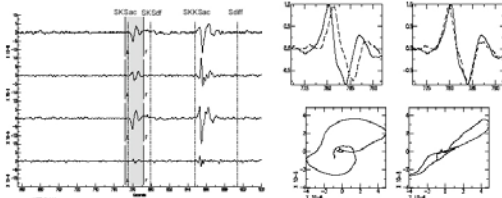
Événement 1 (95279) : backazimuth = 233.4°, profondeur = 198.0 km



Événement 3 (96161) : backazimuth = 246.9°, profondeur = 149.0 km



Événement 14 (97247) : backazimuth = 224.2°, profondeur = 625.0 km



Événement 16 (97287) : backazimuth = 231.1°, profondeur = 167.0 km

